

UNIVERSIDAD NACIONAL MAYOR DE SAN MARCOS

FACULTAD DE CIENCIAS FÍSICAS

E.A.P. DE FÍSICA

**Simulación de un pseudo-escenario de cambio climático con el
modelo climático regional RegCM4**

TESIS

Para optar Título Profesional de Licenciado en Física

AUTOR

David Pareja Quispe

ASESOR

Octavio Fashé Raymundo

Lima – Perú

2013

Dedicatoria

A mi Familia

Por haberme apoyado en todo momento, por los consejos, por la constante motivación y los valores que me inculcaron.

Agradecimientos

En primer lugar quiero agradecer a Dios, por todo lo que me ha dado hasta este momento de mi vida. A mi madre por darme la vida y su cariño, y a mis hermanos por todo su apoyo incondicional y compartir grandes momentos de mucha alegría.

Al Mg. Octavio Fashe Raymundo por la enseñanza en la época de la universidad y por la confianza depositada para realizar la tesis de licenciatura, y por las discusiones fructíferas que ayudaron a la elaboración del presente trabajo. Al Dr. Julio Pablo Reyes Fernández por compartir sus conocimientos y experiencias del modelado atmosférico durante mi estadía en Brasil, las cuales contribuyeron en la elaboración de esta tesis.

A todos los profesores de la facultad de Física que contribuyeron con mi formación académica, así como a mis colegas y amigos de la universidad que compartieron su amistad y grandes momentos de alegría.

Al centro europeo ECMWF por proporcionar los datos de reanalysis de ERA-Interim, al grupo de investigación de tiempo y clima del Abdul Salam International Centre for Theoretical Physics (ICTP).

A la Dra. Rosmeri Porfirio da Rocha (USP) por la ayuda con el código y información del modelo RegCM, a la Dra. Erika Coppola (ICTP) y al Dr. Jonathan Winter (MIT) por las informaciones proporcionadas para la realización del experimento pseudo-escenario.

A los miembros del jurado calificador por las correcciones y observaciones presentadas.

Resumen

En este trabajo fue evaluado la sensibilidad del clima regional, particularmente sobre la región noreste amazónico del Perú (NAP) en una atmósfera cálida. Permitiendo de esta manera mejorar nuestro entendimiento de los posibles cambios que experimentarían las variables asociadas al ciclo hidrológico, tales como, precipitación y evapotranspiración. Para ello, fue realizado la simulación numérica de pseudo-escenario de cambio climático (PEC) con el modelo climático regional RegCM4, en el cual la temperatura atmosférica y oceánica fueron aumentadas en 3K. Para su comparación las proyecciones climáticas del modelo acoplado ECHAM/MPI-OM para finales del siglo XXI fueron utilizadas (FUT). Para evaluar la habilidad del modelo en reproducir el clima presente fueron utilizados los datos de CRU y GPCP. Los resultados encontrados en ambas simulaciones (PEC y FUT), muestran efectos semejantes en el promedio estacional y anual, con algunas diferencias en la intensidad de sus efectos sobre la región NAP. Las variables de precipitación y evapotranspiración mostraron disminución y aumento en las diferentes estaciones del año, por lo cual en un clima más cálido el ciclo hidrológico será afectado, alterando de esta manera también a las otras variables asociadas. La distribución espacial de sus impactos muestran algunas diferencias, porque cada simulación desarrolla su propia respuesta a las forzantes al que fueron sometidas. En general, ambos experimentos presentaron menor precipitación durante la mitad del año. Asimismo, estos resultados son reforzados con lo encontrado en los regímenes climáticos (índice UNEP), las cuales muestran un mayor grado de aridez. Estos efectos fueron más intensos en la simulación PEC, sobre todo en la región de estudio, sin embargo, en otras partes del Perú quien presentó mayores efectos en los regímenes climáticos fue la simulación FUT.

Índice de figuras

2.1.	Modelo de circulación meridional atmosférica de tres células, mostrando los vientos en superficie y las áreas de alta (A) y baja (B) presión. El espesor de la troposfera es muy exagerado.	5
2.2.	Representación esquemática del enfoque de anidamiento del modelo climático regional (MCR).	9
3.1.	a) Representación esquemática de la grilla tipo B de Arakawa y b) Representación esquemática de la estructura vertical del modelo RegCM4. Las líneas punteadas representan los niveles medios sigma, las líneas continuas representan todo los niveles sigma.	16
3.2.	Dominio y topografía (m) del modelo climático regional RegCM4. Área de análisis, NAP: Noreste Amazónico Peruano.	19
3.3.	Representación del experimento de pseudo-escenario de cambio climático realizado con el modelo climático regional RegCM4: a) presente y b) pseudo-escenario.	21
4.1.	Distribución espacial media de la temperatura superficial ($^{\circ}\text{C}$) para CRU (izquierda), CTRL (centro-izquierdo), REF (centro), diferencias de CTRL-CRU (centro-derecha) y REF-CRU (derecha) para las estaciones de verano y otoño.	28
4.2.	Continuación de la Figura 4.1 para las estaciones de invierno y primavera.	29
4.3.	Distribución espacial media de la precipitación (mmdía^{-1}) para CRU (izquierda), CTRL (centro-izquierdo), REF (centro), y las diferencias de CTRL-CRU (centro-derecha) y REF-CRU (derecha) para las estaciones de verano y otoño.	32

4.4.	Continuación de la Figura 4.3 para las estaciones de invierno y primavera.	33
4.5.	Distribución espacial media del porcentaje de cobertura de nubes (%) para CRU, CTRL, REF, y las diferencias de CTRL-CRU y REF-CRU, para las cuatro estaciones del año.	35
4.6.	Circulación atmosférica en 200 y 850 hpa para la estación de verano.	37
4.7.	Circulación atmosférica en 200 y 850 hpa para la estación de invierno.	38
4.8.	Índice de aridez de UNEP: a) Observado, b) CTRL y c) REF para el clima presente (1990-1999).	40
5.1.	Distribución espacial media de la temperatura superficial (°C) para la simulación PEC y PEC-CTRL en las estaciones de verano, otoño, invierno y primavera.	44
5.2.	Distribución espacial media de la precipitación (mmdía ⁻¹) para la simulación PEC y PEC-CTRL en las estaciones de verano, otoño, invierno y primavera.	45
5.3.	Distribución espacial media de la temperatura superficial (°C) para la simulación FUT y FUT-REF en las estaciones de verano, otoño, invierno y primavera.	50
5.4.	Distribución espacial media de la precipitación (mmdía ⁻¹) para la simulación FUT y FUT-REF en las estaciones de verano, otoño, invierno y primavera.	51
5.5.	Diferencia del índice UNEP para los experimentos: a) PEC-CTRL y b) FUT-REF.	55
A.1.	Distribución espacial de la precipitación (mmdía ⁻¹) comparado con datos de GPCP, para el periodo de 1990-1999.	60

Índice de tablas

3.1.	Modificaciones realizados en la configuración predeterminada del RegCM4 para el presente trabajo.	17
3.2.	Resumen y principales características de los experimentos realizados con el modelo climático regional RegCM4.	22
3.3.	Clasificación climática para el índice UNEP.	23
5.1.	Media estacional del experimento PEC y su diferencia con el experimento CTRL para el área de estudio (NAP). Las variables analizadas son: temperatura (T en °C), precipitación (P en mmdía ⁻¹), evapotranspiración (E en mmdía ⁻¹), humedad superficial (HS en mm), humedad en la zona radicular (HZR en mm), escorrentía superficial (ESC en mmdía ⁻¹), onda larga (OL en W/m ²), onda corta (OC en W/m ²), radiación neta (RN en W/m ²), calor sensible (CS en W/m ²), calor latente (CL en W/m ²), razón de Bowen (b es adimensional) y fracción de cobertura de nubes (NU en %).	47
5.2.	Idem igual que la Tabla 5.1, para la diferencia del experimento FUT con el experimento REF.	54

Lista de abreviaturas y siglas

AOGCM	-	Atmospheric-Ocean General Circulation Model
BATS	-	Biosphere-Atmosphere Transfer Scheme
CMIP3	-	Coupled Model Intercomparison Project 3
CCM3	-	Community Climate Model version 3
CRU	-	Climatic Research Unit
CORDEX	-	Coordinated Regional Climate Downscaling Experiment
ECHAM5	-	European Centre-HAMburg version 5
ECMWF	-	European Centre for Medium-Range Weather Forecasts
GPCP	-	Global Precipitation Climatology Project
GEI	-	Gases de Efecto Estufa
ICTP	-	The Abdus Salam International Centre for Theoretical Physics
IPCC	-	Intergovernmental Panel on Climate Change
MCR	-	Modelo Climático Regional
MM5	-	Mesoscale Model version 5
MIT	-	Massachusetts Institute of Technology
MPI-OM	-	Max Planck Institute - Ocean Model
NCAR	-	National Center for Atmospheric Research
OI	-	Optimal Interpolation
PSU	-	Pennsylvania State University
RegCM4	-	Regional Climate Model version 4
SUBEX	-	SUB-grid Explicit Moisture Scheme
SRES	-	Special Report on Emissions Scenarios
TSM	-	Temperatura de Superficie del Mar
UW-PBL	-	The University of Washington-Planetary Boundary Layer Model

Índice general

Dedicatoria	I
Agradecimientos	II
Resumen	III
Lista de abreviaturas y siglas	VII
1. Introducción	1
1.1. Objetivo	3
2. Marco Teórico	4
2.1. Sistema climático de la Tierra	4
2.2. Cambio climático y modelado atmosférico	6
2.3. Región noreste Amazónico del Perú	10
3. Metodología	12
3.1. Datos utilizados en las condiciones iniciales y de contorno	12
3.2. Datos utilizados para la validación de la simulación numérica	14
3.3. Modelo climático regional RegCM4	15
3.3.1. Experimentos	19
3.4. Índice de aridez UNEP	23
4. Validación del clima Presente	25
4.1. Simulación del clima presente	25
4.2. Representación del índice UNEP	39
5. Resultados	41
5.1. Experimento de pseudo-calentamiento (PEC)	41

5.1.1. Impacto en el ciclo hidrológico para el experimento PEC . . .	46
5.2. Experimento de cambio climático futuro (FUT)	48
5.2.1. Impacto en el ciclo hidrológico para el experimento FUT . . .	52
6. Conclusiones	56
A.	59
Bibliografía	61

Capítulo 1

Introducción

El aumento de la temperatura media del planeta Tierra observado en las últimas décadas, según el último informe del Panel Intergubernamental de Cambio Climático (IPCC, en inglés), está siendo influenciada principalmente por el aumento de la concentración de los gases de efecto invernadero (GEI) de origen antrópico. Sus proyecciones utilizando modelos de circulación global atmósfera-océano (AOGCMs, en inglés) para finales del siglo XXI apuntan a un aumento de la temperatura media global de 2.0°C a 5.8°C en los diferentes escenarios de emisiones. Un análisis a nivel regional de los datos observados muestran una anomalía del calentamiento de +0.6°C (aproximadamente) para el año 2005 en América del Sur (IPCC, 2007).

Los resultados del cuarto informe del IPCC indican que los cambios climáticos, en especial el aumento de temperatura, están afectando adversamente los ecosistemas. Indicando que el ciclo hidrológico y la distribución de los biomas asociados pueden sufrir alteraciones producto del calentamiento. También, indican que el efecto combinado de la acción humana y los cambios continuos del clima provocara una disminución continua de la cobertura natural de la tierra (IPCC, 2007).

Estos cambios observados y reportados por el IPCC motivan a muchos investigadores de todo el planeta a realizar investigaciones científicas para entender mejor el comportamiento de las diferentes componentes del sistema climático y como el calentamiento global está afectando a estas componentes y cuál es la respuesta observado en el clima. Para ello, los investigadores utilizan múltiples herramientas, desde análisis estadísticos simples hasta simulaciones numéricas con modelos dinámicos globales. Siendo esta última, la herramienta más utilizada para estudiar, analizar

y comprender el clima del pasado, presente y futuro, porque, incluyen varios componentes del sistema climático: océano, biosfera, océano-hielo, etc. Por otro lado, las integraciones de los modelos dinámicos para representar el clima en escala global tienen un alto costo computacional, por lo cual, normalmente son anidados en modelos climáticos regionales (MCRs). Por esta razón, los MCRs son ampliamente usados en los diferentes trabajos de investigación del clima y además se caracterizan por presentar una alta resolución espacial, los cuales representan mejor los procesos de meso-escala, tales como: topografía compleja, línea de costa, cobertura vegetal, etc. las cuales influyen y determinan el clima local.

De acuerdo con el Tyndall Centre for Climate Change Research (2011), el Perú se encontraría entre los diez países más vulnerables ante eventos climáticos, lo que estaría asociado a la alta dependencia de algunas regiones a sectores sensibles al cambio climático, tales como el agrícola y el pesquero; así como al bajo nivel institucional, que dificulta la planificación y ejecución de acciones de adaptación concretas. En el Perú, los principales efectos climáticos del aumento de la temperatura global están asociados con el retroceso glaciar, el aumento de la frecuencia e intensidad del Fenómeno del Niño, elevación del nivel del mar y sequías en la región amazónica. También, en los últimos años los niveles del río Amazonas están registrando comportamientos anormales, disminuyendo drásticamente en épocas que debería ser de creciente. Además de eso, la región Amazónica tiene un papel importante para enfrentar el cambio climático debido a su función como sumidero de carbono. Las sequías sin embargo producen un efecto contrario en la relación entre el bosque amazónico y el ambiente. Menos agua afecta el ciclo de regeneración de las plantas limitando su capacidad para absorber carbono, pero también significa mayor materia orgánica muerta, y por tanto producción de gases de efecto invernadero. En los últimos años, fueron registrados dos eventos de sequía en esta región, la del 2005 y la del 2010, siendo que los efectos de esta última fueron más intensos y abarcaron una mayor extensión.

De esta manera, este trabajo está enfocado en los posibles efectos que podrían experimentar el territorio peruano en un ambiente más cálido, principalmente la región noreste del Perú. Para ello, será utilizado la metodología propuesta por [Schär et al. \(1996\)](#) para modelos climáticos regionales, que permite la construcción de un pseudo-escenario de cambio climático, donde son modificadas la temperatura atmosférica y

oceánica en las condiciones iniciales y de frontera lateral. Esta metodología permite investigar los cambios termodinámicos asociados con el calentamiento global en aislamiento, el cual no depende de la forzante (modelo climático o reanalysis), y es computacionalmente más barato comparado con las simulaciones de los AOGCMs. Por otro lado, solo es válido sobre la suposición de que los patrones de gran escala son semejantes en el clima más cálido, así, esta metodología no representa proyecciones de cambio climático, solo un experimento de sensibilidad.

1.1. **Objetivo**

El objetivo principal de esta tesis es investigar el impacto del calentamiento global sobre la región norte del Perú, utilizando el modelo climático regional RegCM4, el cual permitirá comprender mejor los procesos asociados al ciclo hidrológico en un pseudo-escenario de cambio climático.

Objetivos específicos

- a) Evaluar las simulaciones CTRL Y REF con los datos observados;
- b) Analizar el comportamiento del balance hidrológico para el clima presente y futuro;
- c) Comparar los resultados de las simulaciones numéricas PEC y FUT.

La estructura del trabajo está organizado de la siguiente manera: en el capítulo 2 se describe el sistema climático de la Tierra, el cambio climático, evolución de los modelos atmosféricos y una breve descripción del clima de la región noreste del Perú. En el capítulo 3 es realizada una descripción del conjunto de datos que fueron utilizados, así como, la metodología usada para la generación del pseudo-escenario. En el capítulo 4 es evaluado la habilidad del modelo RegCM4 en reproducir el clima presente. En el capítulo 5 se discuten los resultados del pseudo-escenario y clima futuro. Por último, las conclusiones y perspectivas del trabajo son dadas en el capítulo 6.

Capítulo 2

Marco Teórico

En esta sección son abordados temas relacionados al sistema climático de la Tierra, el cambio climático, la evolución de los modelos globales y regionales así como las principales características del área de estudio.

2.1. Sistema climático de la Tierra

El sistema climático de la Tierra es un sistema interactivo y complejo que posee como componentes: la atmósfera, la superficie de la Tierra, la hidrosfera, la criósfera y la biósfera, siendo la atmósfera aquella componente que más fuertemente caracteriza el clima del planeta. Así, el clima de la Tierra evoluciona con el tiempo bajo la influencia de su propia dinámica interna y los cambios en los factores externos (forzantes). Esas forzantes externas pueden ser cambios antrópicos, tales como los cambios en la concentración de los constituyentes de la atmósfera y los cambios de la cobertura terrestre (uso y ocupación del suelo), así como los fenómenos naturales, como las erupciones volcánicas y variaciones solares ([Le Treut et al., 2007](#)).

Intentando explicar los diversos mecanismos de la Tierra, modelos de circulación general del aire fueron propuestos, y la idealización que más se aproxima al observado es el modelo de tres células propuesto por William Ferrel en 1856 (ver Figura 2.1). Este modelo justifica la dirección de los vientos observados en las regiones intertropicales y los vientos observados en las zonas de latitudes medias y circumpolares, ya que Ferrel adicionó la contribución del efecto de Coriolis. Así, el aire que se dirige para las altas latitudes, a partir del ecuador (debido al gradiente de presión,

entre el ecuador y el polo, generado por las diferencias de temperatura), en los altos niveles se va desvaneciendo, en virtud a la rotación de la Tierra, quebrando la célula conectiva simple que se formaría en el caso de una circulación térmica directa, descendente y divergente en los subtropicos. En la realidad, la circulación general de la atmósfera no obedece por completo el modelo idealizado de tres células, siendo modificada por la presencia de los continentes, océanos y por la inclinación de la Tierra (introduciendo las estaciones), entre otros factores. Los sistemas de circulación de las ondas atmosféricas en escala planetaria tienden a ser geográficamente anclados en los continentes y montañas por causa del contraste de la temperatura entre la tierra y el océano, y los obstáculos, tales como montañas y casquetes polares (Le Treut et al., 2007).

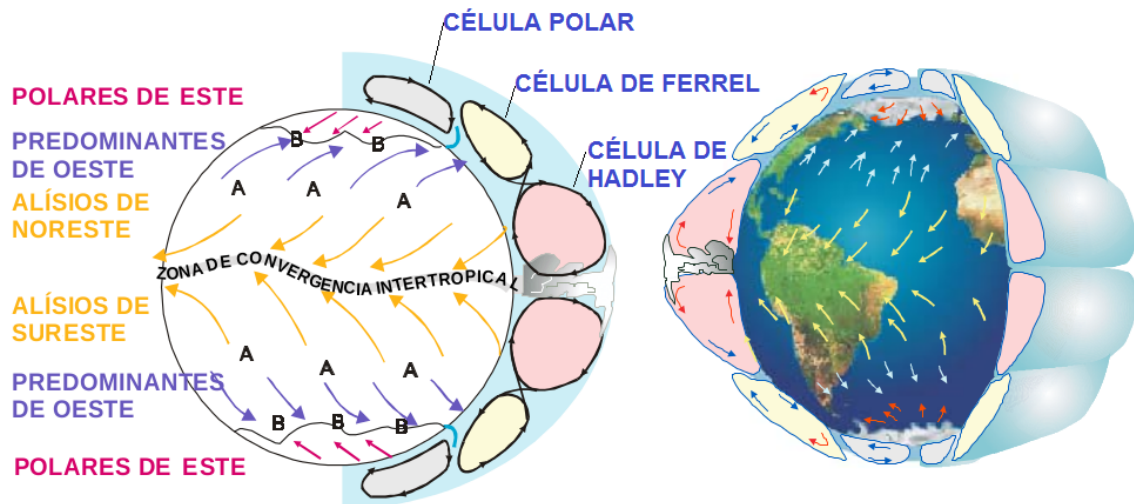


Figura 2.1: Modelo de circulación meridional atmosférica de tres células, mostrando los vientos en superficie y las áreas de alta (A) y baja (B) presión. El espesor de la troposfera es muy exagerado.

Fuente: Adaptado de Varejão-Silva (2006).

Las características de la circulación a gran escala de la atmósfera son influenciadas por los cambios en diversos aspectos del sistema climático, como extensión de los casquetes polares, tipo y distribución de la vegetación, temperatura de la atmósfera y océano. Por eso, hay muchos mecanismos de retroalimentación que pueden ampliar o reducir los efectos de un cambio en la forzante climática, como por ejemplo, los gases de efecto invernadero, cuyo efecto, al ampliar la retención de la radiación infrarroja, es calentar el clima medio de la Tierra, llevando a una mayor tasa de derretimiento de los nevados y hielos con el pasar de los años. Este derretimiento

hace con que la superficie planetaria se vuelva más oscura, y por tanto, absorbe más calor causando un calentamiento adicional, generando un ciclo de retroalimentación positivo. Detectar, entender y cuantificar con precisión estos procesos de retroalimentación climática ha sido uno de los focos importantes de las investigaciones actuales para desentrañar la complejidad del clima de la Tierra, y hasta qué punto las actividades humanas están influenciando estos procesos (Le Treut et al., 2007).

2.2. Cambio climático y modelado atmosférico

Para el IPCC, el cambio climático se refiere a cualquier alteración en el clima durante un período de tiempo, independiente si es una variación natural o resultado de la actividad humana. Los cambios climáticos pueden desarrollarse a partir de la alteración del equilibrio energético del sistema climático, con modificaciones en la composición de la atmósfera (alteraciones en la concentración de los gases que causan el efecto invernadero y aerosoles), cambios en la radiación solar y las propiedades de la superficie de la tierra.

Estos cambios son expresados por el IPCC, como un forzamiento radiativo que mide la influencia de un factor humano o natural, que tiene para alterar el balance de energía que entra y sale del sistema atmosférico terrestre, midiendo también la importancia de este factor como un potencial mecanismo en el cambio del clima. Los cambios presentados por el cuarto informe del IPCC son, el aumento de la temperatura media global, elevación del nivel del mar, reducción de la cobertura de hielo en el hemisferio norte. Además, indican que el efecto combinado de la acción humana y del cambio climático puede provocar una reducción de la cobertura natural de la tierra, en particular, un aumento de las tasas de deforestación de los bosques tropicales. Por otro lado, la expansión de los desiertos sub-tropicales y semi-desérticos en los hemisferios norte y sur y una reducción de los bosques tropicales y boreales pueden ocurrir debido al aumento de la concentración de los GEI (Meehl et al., 2007).

Evidencias de los cambios climáticos incluyen el hecho de que la década del 2001-2010 fue el más cálido de todo el registro instrumental, y que dos de los tres años más calientes del registro histórico ocurrieron en esta década (2005 y 2010). Otro indicador de los cambios climáticos es que los glaciares andinos están retrocediendo

en casi todas partes, y es posible que muchos puedan desaparecer por completo a mediados de siglo XXI si las tendencias climáticas continúan como lo han hecho en las décadas anteriores a 2010 (Francou et al., 2000; Mark y Seltzer, 2003; Ramirez et al., 2001). Particularmente, en el Perú, los Andes tropicales han experimentado un aumento no solo de la temperatura, sino también la velocidad a la que las temperaturas han aumentado. Vuille y Bradley (2000) mostraron que el aumento medio de la temperatura por década se triplicó desde 1939 hasta 1998.

Los modelos de circulación global son las principales herramientas disponibles hoy en día para la simulación del clima. No obstante, la creciente demanda por parte de la comunidad científica, los responsables políticos y el público en general en proyecciones realistas de los posibles efectos regionales del cambio climático futuro, han hecho que el tema de la simulación regional del clima sea muy importante (Giorgi y Mearns, 1991). Inicialmente, muchos trabajos sobre el cambio climático inducido por el aumento de la concentración de CO₂, fueron estudiados con modelos numéricos que se basaban en modelos de circulación general atmosférico acoplados a los modelos oceánicos simplificados, omitiendo, por tanto, la dinámica del océano. Con una mayor comprensión física y con un mayor poder computacional fue posible desarrollar modelos océano-atmósfera acoplados más complejos (más niveles verticales en el océano), pudiendo inclusive incluir química interactiva y componentes biogeoquímicos. Debido a esa mayor complejidad y resolución de los modelos, una evolución paralela ocurrió en el dominio de la previsión numérica de tiempo operacional. Sin embargo, incluso con respuestas más realistas que los modelos de las décadas anteriores, no proporcionan una simulación perfecta de la realidad, en gran parte debido a la resolución espacial de las escalas de diversos procesos físicos (los modelos no consiguen resolver todos esos procesos explícitamente, siendo necesarios parametrizarlos) y otra razón es que se trata de un sistema complejo no lineal, que tiende a una evolución caótica (Le Treut et al., 2007).

Las herramientas dinámicas usadas para estudiar, analizar y comprender el clima del pasado, presente y evaluar los posibles efectos de los cambios climáticos a través de la construcción de escenarios futuros plausibles del clima de la Tierra son los AOGCMs, ya que incluyen varios componentes del sistema climático, tales como: océano, biósfera, océano-hielo. Sin embargo, las integraciones para representar el clima en escala global tienen un elevado costo computacional, por lo que normalmente

son contorneados cuando esos modelos son integrados en baja resolución, a pesar, del avance computacional de los últimos años. Se debe destacar que, a pesar de la utilidad de los AOGCMs todavía no son capaces de representar adecuadamente los procesos físicos del clima y los cambios climáticos, y por lo tanto, hay incertidumbre en las proyecciones de los cambios climáticos que sucederán.

En el caso particular de América del Sur, a pesar que los escenarios de cambio climático provenientes del cuarto informe del IPCC señalan para un clima más caliente, hay todavía grandes incertidumbres en relación a los cambios de precipitación, principalmente en la región amazónica y el noreste de Brasil. Los AOGCMs pueden dar alguna información en relación a la respuesta de circulación global y las forzantes de grande escala, pero debido a su baja resolución las forzantes de meso-escala, como la línea de costa, topografía compleja, cobertura vegetal y el uso de tierras no son bien representados.

En ese sentido, los MCRs fueron desarrollados para regionalizar las simulaciones de gran escala sobre regiones específicas, para lo cual son usados la técnica de *down-scaling dinámico*, conocido como anidamiento (ver Figura 2.2). Estos modelos fueron empleados para investigar el clima de muchas regiones del mundo, en particular para América del Sur (Alves y Marengo, 2010; da Rocha et al., 2009; Fernandez et al., 2006a,b; Pesquero et al., 2010; Reboita et al., 2010). De esta manera, con el avance computacional de las últimas décadas (aumento en el poder de procesamiento, capacidad de almacenamiento y una mayor velocidad en la transferencia de los datos) ha sido posible la evolución continua de estos modelos, en cuanto a su resolución espacial (cada vez más fina) y la complejidad (ayudado por el avance de la comprensión de los procesos físicos), con la adición de cada vez más componentes y procesos del sistema climático, así como la realización de simulaciones cada vez más largas (Bader et al., 2008). Estos modelos tienen ventajas y limitaciones importantes. Simulan con éxito un conjunto cada vez mayor de los procesos y fenómenos de importancia central para la atribución de los cambios climáticos del pasado y la proyección de los cambios futuros. No obstante, a pesar del éxito de la modelización del clima, la complejidad de nuestra tierra impone limitaciones importantes en los modelos climáticos actuales.

Para la realización de estos experimentos los MCRs normalmente son anidados en AOGCMs. Sin embargo, muchas de estas forzantes no representan o degradan el cli-

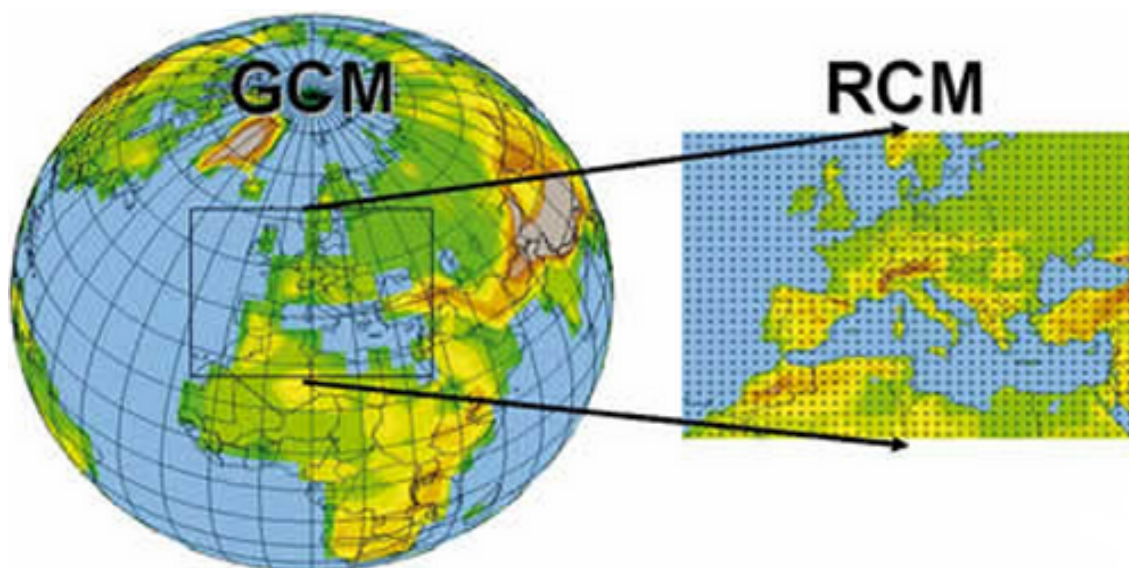


Figura 2.2: Representación esquemática del enfoque de anidamiento del modelo climático regional (MCR).

Fuente: Adaptado de Giorgi (2008).

ma del presente (Pielke et al., 2005; Seth y Rojas, 2003), principalmente no pueden simular coherentemente la temperatura de la superficie del mar (TSM) sobre los océanos tropicales. Además de eso, la región sudamericana tiene en su estructura la cadena montañosa de los Andes, el cual tiene un papel importante en el resultado de las simulaciones. A pesar de que en media, la generación actual de los AOGCMs representen razonablemente la precipitación de verano de las regiones templadas (América del Norte y Europa), sobre regiones tropicales como África y América del Sur los climas simulados son afectados por la mala representación de la TSM. Por esta razón, cuando son usados estas forzantes en los MCRs para identificar los procesos físicos, los resultados son afectados. Se recomienda para este tipo de estudios el uso de análisis como forzantes (Wang et al., 2004), que son consideradas como condiciones de frontera lateral casi “*perfectas*”.

Estudios numéricos con modelos simples (Franchito et al., 2011; Moraes et al., 2013) mostraron que asociados a un clima más caliente en el futuro, puede ocurrir una disminución global de la humedad en las regiones continentales. Asimismo proyecciones futuras realizados por Gao et al. (2006) con el modelo RegCM3, mostraron que la región del Mediterráneo, situada en una zona de transición entre

el clima árido del norte de África y el clima templado y húmedo de Europa central, podrían tener impactos relativamente grandes en el régimen climático de la zona. El calentamiento y la desecación estival provocarán un aumento de los climas áridos y semiáridos en toda la región. Además, a causa de la complejidad de la topografía y del litoral de la región los cambios producidos en los climas podrían tener efectos muy distintos en el ámbito local.

En América del Sur, proyecciones realizadas por [Marengo et al. \(2012\)](#) mostraron un aumento de temperatura de 4°-6°C en el continente sudamericano, siendo estos cambios más intensos en la segunda mitad del siglo XXI. Cambios en el transporte de humedad y las precipitaciones se proyectan en el sector del Atlántico tropical, con debilitamiento de los vientos alisios del Atlántico norte y posteriormente grandes reducciones de las precipitaciones en la Amazonia y noreste de Brasil (alcanzando hasta un 40 %), mientras que las precipitaciones aumentan en la costa norte de Perú y Ecuador, y en el sudeste de América del Sur llegando hasta el 30 % en el norte de Argentina.

2.3. Región noreste Amazónico del Perú

La región Amazónica del Perú, está ubicada al este de los Andes y comprende desde los niveles inferiores de esta cordillera hasta los bajos amazónicos. Los ríos que bajan de los flancos orientales desaguan en el río Amazonas y sus afluentes. El clima de esta región es de tipo tropical: cálido, húmedo y lluvioso. Las temperaturas son constantemente altas y las medias anuales superiores a 25°C. Las máximas absolutas son mayores a 35°C y las mínimas oscilan entre los 11°C y 18°C. La variación térmica diaria es poco sensible y el calor es persistente a lo largo del día y la noche.

Las precipitaciones anuales son siempre superiores a 1 000 mm pero sin sobrepasar los 5 000 mm. Sin embargo, esta precipitación no está uniformemente distribuida a lo largo del año. La humedad atmosférica es alta durante todo el año, igual que la evapotranspiración. Toda esta región está recubierto por una densa vegetación de tipo tropical, con gran variedad de especies. En algunos sectores muy alejados y aislados, que cada vez van siendo menos, existen bosques vírgenes que aún no han sido explotados. A lo largo de los ríos, se ha talado la vegetación para uso doméstico y fines agrícolas.

El relieve es poco accidentado y predominan las superficies horizontales y ligeramente onduladas, exceptuando las colinas de poca elevación que se observan en su sector occidental, en los límites con la selva alta. Otros rasgos característicos de su territorio, son los amplios lechos de inundación que tienen los ríos, que se cubren con las aguas fluviales en épocas de crecientes y quedan convertidos en zonas pantanosas durante el estiaje. La gran mayoría de los ríos que forman parte del sistema Hidrográfico del Amazonas son navegables y se caracterizan por su curso sinuoso, el gran volumen de sus aguas y la poca pendiente de su lecho. Además, esta región cuenta con una abundancia de recursos vegetales y animales.

Por otro lado, el complejo de bosques de la Amazonía está íntimamente conectado al clima mundial, ya que esta influye sobre el clima actuando como un gigantesco consumidor de calor cerca de la tierra, absorbiendo la mitad de la energía solar que le llega a través de la evaporación del agua de su follaje. Pues la mayor parte de la energía atrapada en el agua se libera cuando el vapor se condensa para formar nubes y lluvia, y ésta es una de las principales mecanismos de circulación atmosférica global. Es una reserva amplia y relativamente sensible de carbono que se libera a la atmósfera a través de la deforestación, la sequía y el fuego contribuyendo a la acumulación atmosférica de gases que atrapan el calor y son la causa del calentamiento global (Nepstad, 2007).

Capítulo 3

Metodología

En esta sección se describe el conjunto de datos que fueron usados como condiciones iniciales, de frontera lateral y los usados para fines de validación de las simulaciones numéricas, así como una descripción de las principales características del modelo RegCM4 y la metodología usada para la generación del pseudo-escenario.

3.1. Datos utilizados en las condiciones iniciales y de contorno

El siguiente conjunto de datos fueron utilizados como condiciones iniciales y de frontera lateral en las simulaciones numéricas realizadas:

a) Reanalysis de ERA-Interim (ERA-Interim)

Los datos de reanalysis ERA-Interim fueron utilizados como condiciones iniciales y de frontera en los experimentos control y pseudo-escenario. Estos fueron generados por el European Centre for Medium-Range Weather Forecasts (ECMWF), y es la tercera generación de reanalysis de datos del ECMWF ([Berrisford et al., 2009](#)). En este sistema los datos observados (radiosonda, boyas, estaciones meteorológicas, satélites, etc.) son combinados con las salidas del modelo global espectral T255L60, y utilizando un método de asimilación de datos tipo 4D-Var es realizado una nueva análisis para generar un conjunto de datos meteorológicos denominado de reanalysis, porque es retrospectiva, es decir, recrea las análisis del pasado usando un sistema de asimilación moderno y congelado en el tiempo. Estos datos pos-procesados están

disponibles desde enero de 1979 hasta el presente con una resolución de 1.5° de latitud por 1.5° de longitud, con 37 niveles verticales de presión y frecuencia temporal de 6 horas (00:00, 06:00, 12:00, 18:00 UTC) (Dee et al., 2011).

Para la realización de las simulaciones se consideraron las variables atmosféricas (altura geopotencial, temperatura, viento, humedad relativa y presión) y la temperatura de superficie del mar.

b) Temperatura de la superficie del mar (TSM)

La temperatura de superficie del mar (TSM) fue elaborado por la “National Oceanic and Atmospheric Administration” (NOAA), usando el método de interpolación optima de Reynolds. Estos datos son medias semanales y tienen una resolución espacial de 1.0° de longitud por 1.0° de latitud (Reynolds et al., 2002).

c) Modelo acoplado ECHAM5/MPI-OM (EH5OM)

Las salidas del modelo climático global ECHAM5/MPI-OM (atmosférico ECHAM5 y oceánico MPI-OM), a seguir llamado de EH5OM. Estos datos fueron utilizados como condiciones iniciales y de frontera en las simulaciones numéricas de clima referencia y futuro. Según Reichler y Kim (2008) el EH5OM es uno de los modelos con mayor éxito, en una inter-comparación de 22 modelos acoplados (Coupled Model Intercomparison Project - CMIP3) en simular el clima del siglo XX.

El modelo atmosférico de circulación global de quinta generación ECHAM5, fue desarrollado a partir del modelo operacional de previsión de tiempo del ECMWF (EC) y las parametrizaciones físicas fueron desarrolladas en Hamburgo (HAM) en el Max Planck Institute (MPI). Este modelo es usado en integraciones climáticas, y cuenta con un núcleo dinámico espectral que resuelve las ecuaciones para la vorticidad, divergencia, temperatura y logaritmo de presión en términos de armónicos esféricos con un truncamiento triangular T63 y tiene una resolución espectral de L31 (aproximadamente 200km), resolución vertical híbrido de 31 niveles con tope en 10 hPa (Roeckner et al., 2003).

El modelo oceánico de circulación global “Max Planck Institute - Ocean Model” incluye los efectos de hielo de mar y tiene una resolución horizontal de 1.5° latitud

por 1.5° longitud y cuenta con 40 niveles en la vertical (Marsland et al., 2003). Usa la coordenada C y un esquema semi-implícito para la parte Barotrópica. Las variables pronosticadas son u , v , w , temperatura y salinidad.

En este trabajo fueron utilizadas las simulaciones con la concentración de los GEI del clima presente y para el caso del clima futuro las concentraciones del escenario A1B. El escenario A1B se caracteriza por representar un crecimiento económico muy rápido donde la población alcanza el pico máximo en la mitad del siglo y después disminuye, el cual considera la introducción de nuevas y más eficientes tecnologías, y existe un equilibrio en el uso de todas las fuentes de energía (fósiles y no fósiles). Sobre este escenario se asume que las emisiones de los gases de efecto invernadero aumentan durante las primeras décadas del siglo XXI y comienzan a decaer a partir de 2050 (SRES, 2000).

3.2. Datos utilizados para la validación de la simulación numérica

El siguiente conjunto de datos fueron utilizados para verificar las simulaciones numéricas del clima presente.

a) Climate Research Unit (CRU)

El conjunto de datos de clima global de la “Climatic Research Unit” (CRU) de la University of East Anglia (UEA), el cual fue compilado por New et al. (1999) a partir de los datos de las estaciones de superficie dispersas por todo el globo. Estos datos fueron interpolados en función de la latitud, longitud y elevación para una grilla homogénea de resolución 0.5° de latitud por 0.5° de longitud; adicionalmente fue aplicada una máscara del océano, obteniéndose apenas datos referentes a la superficie continental. Estos datos se encuentran disponibles en escala de tiempo mensual, que comprende un conjunto de variables climáticas, tales como: precipitación, temperatura máxima, temperatura mínima, temperatura media, cobertura de nubes, etc.

En nuestro caso fueron usadas las variables de precipitación, temperatura media y cobertura de nubes.

b) Global Precipitation Climatology Project (GPCP)

Los datos del “Global Precipitation Climatology Project” (GPCP), fueron producidas por el “World Climate Research Program” (WCRP) para cuantificar e identificar la distribución de la precipitación global (Kidd, 2001). Esta base de datos combina la información de los satélites meteorológicos con mediciones obtenidas de los pluviómetros (Huffman et al., 1997). Las medias mensuales (mm/día) de precipitación tienen una resolución 2.5° de latitud por 2.5° de longitud. Esta base de datos cubre áreas oceánicas y continentales desde 1979 hasta el presente.

3.3. Modelo climático regional RegCM4

El modelo climático regional RegCM4 fue originalmente desarrollado por el National Center for Atmospheric Research (NCAR) y actualmente es mantenido por el Abdus Salam International Centre for Theoretical Physics (ICTP) (Giorgi et al., 2012).

El modelo RegCM4 que fue utilizado en este trabajo es una versión mejorada del RegCM3, descrito por Pal et al. (2007). Su componente dinámica es basado en el Mesoscale Model 5 (MM5/NCAR) de la Pensilvania State University (PSU). Este es un modelo de área limitada, hidrostático, compresible, con discretización en diferencias finitas que utiliza una grilla alternada tipo B de Arakawa, donde las variables vectoriales están alternadas con relación a las variables escalares. Esto se muestra en la Figura 3.1.a donde se puede observar que las variables escalares (T , q , p , etc) se definen en el centro de la celda de la malla, mientras que las componentes de la velocidad del viento (u , v) están colocadas en las esquinas. La coordenada vertical es sigma (σ), y sus niveles acompañan la forma de la topografía en las proximidades de la superficie y en los niveles superiores estas se tornan planas (ver Fig. 3.1.b). Los niveles intermedios se aplanan progresivamente a medida que la presión disminuye hacia la parte superior del modelo. La coordenada σ es adimensional y es utilizada para definir los niveles del modelo, donde p es la presión, p_t es una presión constante superior especificado, p_s es la presión superficial.

$$\sigma = \frac{p - p_t}{p_t - p_s} \quad (3.1)$$

Se puede observar de la ecuación 3.1 que σ es cero en el topo y uno en la superficie y cada nivel del modelo es definido por el valor de σ . La resolución vertical del modelo es definido por una lista de valores que varían entre cero y uno, las cuales no necesariamente se encuentran espaciados de manera uniforme.

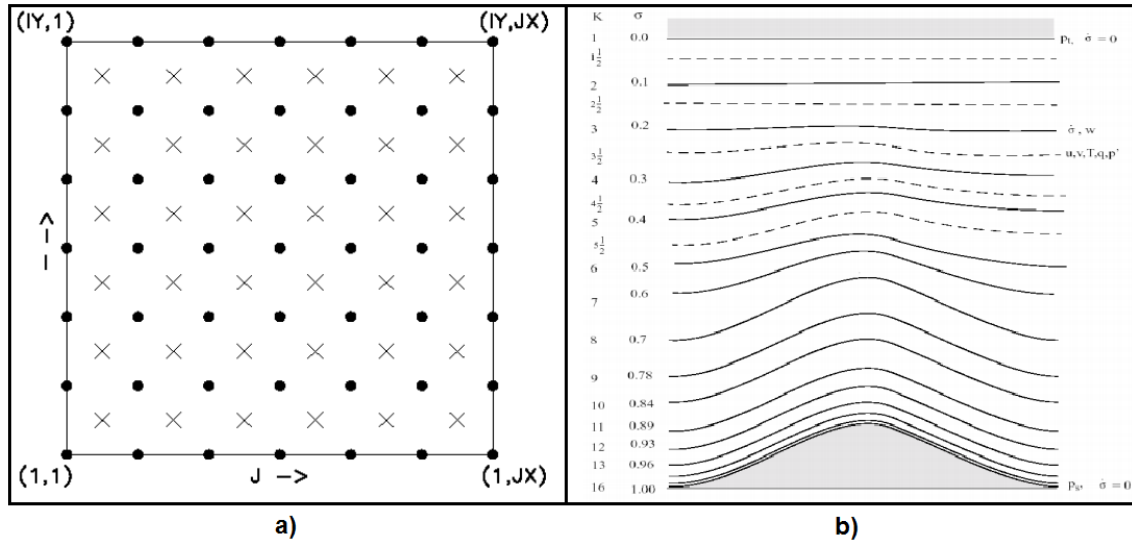


Figura 3.1: a) Representación esquemática de la grilla tipo B de Arakawa y b) Representación esquemática de la estructura vertical del modelo RegCM4. Las líneas punteadas representan los niveles medios sigma, las líneas continuas representan todos los niveles sigma.

Los procesos radiativos son parametrizados según el esquema de Community Climate Model 3 (CCM3) de NCAR (Kiehl et al., 1996), en el cual las tasas de calentamiento y los flujos en superficie para la radiación de onda corta y larga sobre condiciones de cielo claro y nublado son calculadas separadamente. Los cálculos de transferencia radiativa consideran los efectos de los gases CO_2 , H_2O y O_3 en el infrarrojo, y los gases CO_2 , H_2O , O_3 y O_2 para la radiación solar. El esquema incluye los efectos de los gases de efecto invernadero (NO_2 , CH_4 , CFCs), aerosoles atmosféricos y agua de la nube.

Para describir los procesos de interacción de superficie fue usado el Biosphere Atmosphere Transfer Scheme (BATS) descrito por Dickinson et al. (1993). BATS simula el intercambio de calor, humedad y momento entre la atmósfera y la superficie. Este esquema incluye una capa de vegetación, una capa de nieve y tres capas de suelo: una superficial de 10 cm, una zona radicular que varía entre 1-2 m y una más

profunda de 3 m. Los procesos húmedos en RegCM4 son parametrizados considerando un esquema de convección para cumulus profundo y un esquema de precipitación en la escala de grilla. Este último es esencialmente basado en la parametrización SUBEX de Pal et al. (2007), que es un esquema simplificado que resuelve apenas la ecuación pronostica para el agua de las nubes, el cual es usado directamente en la parametrización de transferencia radiativa. Las tasas de evaporación en la superficie dependen de la disponibilidad de agua en el suelo. En la presente versión, están disponibles 22 tipos de cobertura, los cuales son basados en la Global Land Cover Characteristics (GLCC) de la United States Geological Survey (USGS), con una resolución espacial de 30 segundos (Loveland et al., 2000). Cada punto de la grilla es representado por la clase de suelo ó tipo de vegetación dominante.

La configuración predeterminada de BATS tiene dificultades en representar la humedad del suelo en las capas más profundas en la vegetación del bosque amazónico (zona de las raíces), el cual normalmente es subestimado (da Rocha et al., 2012; Zhang et al., 2008). Por tal motivo, en este trabajo fueron modificados algunos parámetros de BATS asociados a la vegetación denominada “cobertura tipo 6 o vegetación boscosa”: la razón de la distribución entre la capa superior y la zona radicular (**rootf**); la profundidad total de la capa del suelo (**deptv**); la profundidad de la zona radicular (**deptrv**) y el valor de la conductividad hidráulica saturada en la última capa del suelo (**xkmx2**), los cuales fueron basados en los resultados de da Rocha et al. (2012). En la Tabla 3.1 se encuentra un resumen de los parámetros que fueron modificados.

Tabla 3.1: Modificaciones realizados en la configuración predeterminada del RegCM4 para el presente trabajo.

Parametros	predeterminada	CTRL
<i>deptv</i> (m)	3.0	4.5
<i>deptrv</i> (m)	1.5	3.0
<i>rootf</i>	0.8	0.4
<i>xkmx2</i> (mms^{-1})	4.0×10^{-4}	1.6×10^{-4}
<i>dtauc</i> (min)	30	25
<i>P_{effmin}</i> .	0.25	0.25
<i>P_{effmax}</i> .	0.50	1.0

Así mismo, el modelo posee varias opciones para tratar la convección cumulus.

La primera es la versión simplificada del esquema tipo Kuo de Anthes et al. (1987), el segundo y más usado es el esquema de Grell (1993) que fue implementado por Giorgi et al. (1993) y, por último, el esquema Emanuel denominado Massachusetts Institute of Technology (MIT) (Emanuel, 1991; Emanuel y Zivkovic-Rothman, 1999), que fue introducido en el RegCM3 por Pal et al. (2007). Con relación a la convección cumulus, diferente a las otras versiones el RegCM4 puede utilizar diferentes esquemas de convección sobre la superficie terrestre y oceánica. Así en este trabajo de tesis fue utilizado la configuración ‘DRY’ descrita en Giorgi et al. (2012), que considera un esquema mixto de convección: el esquema Emanuel sobre el océano y el esquema Grell sobre el continente. Esta configuración representa razonablemente bien el clima presente de América del Sur, como resaltado por Giorgi et al. (2012).

Se debe destacar que el modelo RegCM es un modelo comunitario, de código abierto, altamente paralelizable, amigable, portable en diversas plataformas computacionales (desde PC hasta supercomputadoras), y puede ser aplicado a cualquier región del mundo. Además, el modelo puede trabajar con diferentes datos de entrada como condiciones iniciales y de frontera: reanalysis NCEP (NNRP1 y NNRP2), ECMWF (ERA-Interim, ERA-40) y diversos modelos globales acoplados (ECHAM5/MPI-OM, HadCM, etc.). Es soportado a través de la red regional de investigación y clima (RegCNET) y una amplia red de científicos coordinados por el ICTP, el cual se encuentra en el siguiente enlace: <https://users.ictp.it/RegCNET/>.

Dominio y área de estudio

El dominio escogido en el presente trabajo sigue el proyecto Coordinated Regional Climate Downscaling Experiment (CORDEX), que es un esfuerzo internacional para regionalizar proyecciones climáticas alrededor del mundo usando MCRs (Giorgi et al., 2009). Este dominio abarca toda la región de América del Sur (ver Fig. 3.2), el cual es centrado en 22°S y 59°W con un espaciamiento de grilla de 50km (el cual cuenta con 192×202 puntos de grilla en las direcciones este-oeste y norte-sur, respectivamente) y tiene 18 niveles sigma en la vertical con tope en 50 hPa. La grilla del modelo climático regional RegCM4 fue definido sobre la proyección Mercator Rotado. Esta proyección se caracteriza por sufrir una rotación del sistema de coordenadas en toda la grilla geográfica de latitud y longitud del globo, de tal manera que la intersección del ecuador y el meridiano de 0° del sistema transformado coin-

ciden con el centro del dominio del modelo. El área de estudio escogido fue la región noreste peruana, el cual se caracteriza por presentar una densa vegetación boscosa.

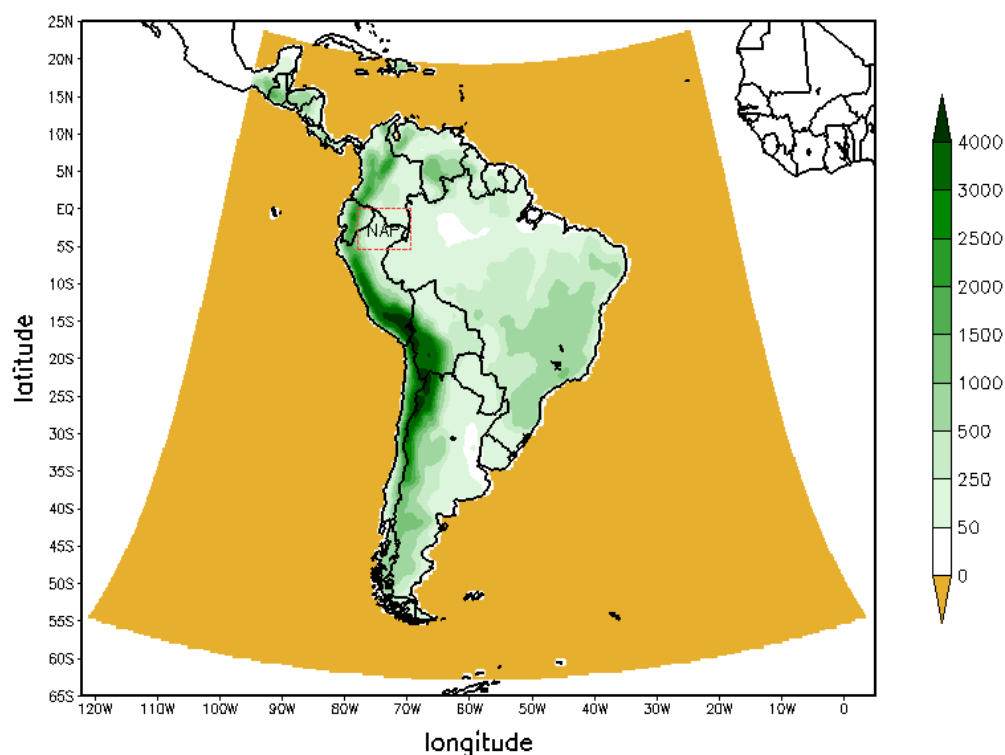


Figura 3.2: Dominio y topografía (m) del modelo climático regional RegCM4. Área de análisis, NAP: Noreste Amazónico Peruano.

3.3.1. Experimentos

Para el análisis del impacto del calentamiento global en el área de estudio fueron realizados los siguientes experimentos.

a) Experimento control (CTRL)

Una de las primeras simulaciones realizadas fue el experimento control (CTRL), que representa el clima presente (periodo 1989-1999). Este experimento fue forzado usando los datos de la reanalysis de ERA-Interim en la superficie continental, ya que estos datos son considerados como “casi perfectas” porque provienen de la reanalysis.

Para la superficie oceánica fueron consideradas los datos de TSM de la NOAA, como forzante.

b) Experimento de pseudo-calentamiento (PEC)

El experimento pseudo-escenario de calentamiento global (denominado “PEC”) fue realizado siguiendo la metodología descrita por Schär et al. (1996); Seneviratne et al. (2002) y Winter y Eltahir (2012), el cual crea una climatología regional sobre un psuedo cambio climático para el mismo período que el experimento CTRL. Con este experimento, se pretende verificar los efectos del calentamiento atmosférico en la hidrología de la región de estudio. Las diferencias entre el experimento CTRL y PEC posiblemente indicaran como los procesos en la superficie son afectados y como estas reaccionan en un probable escenario futuro.

La metodología consiste en establecer un cambio al interior de la simulación, es decir, en la condición inicial de los campos de la superficie terrestre y oceánica y la evolución en el tiempo para los campos de las fronteras laterales de un modelo climático regional, produciendo así un pseudo-escenario de cambio climático simple y consistente. Considerando esa modificación de los datos, la salida estipulada es una evolución del flujo atmosférico que incluye una modificación gradual de la temperatura virtual “ T_V ” de manera que:

$$T'_V = T_V + \Delta T_V \quad \text{con} \quad \Delta T_V = \Delta T_V(P) \quad (3.2)$$

es decir el cambio de temperatura es puramente una función de la presión, conservando al mismo tiempo la humedad relativa y los campos de flujo como fue demostrado por Schär et al. (1996). De esta forma, un incremento en la temperatura de 3K implica un aumento de vapor de agua en aproximadamente 21 %, con lo cual al final se tendrá un ambiente más cálido y húmedo. Esto puede ser verificado a partir de la ecuación de Clausius-Clapeyron:

$$\ln(e_s/6,11) = (L/R_v)(1/273 - 1/T) \quad (3.3)$$

siendo:

e_s = Presión de vapor de saturación (hPa)

L = Calor latente de vaporización (2.45×10^6 J/kg)

R_v = Constante de gas para el aire húmedo (461 J/kg)

T = Temperatura (K)

La Figura 3.3 muestra gráficamente la construcción del pseudo-escenario de cambio climático, siguiendo la metodología de Schär et al. (1996), para el presente experimento PEC. Por otra parte, la concentración de los GEI también fue duplicado.

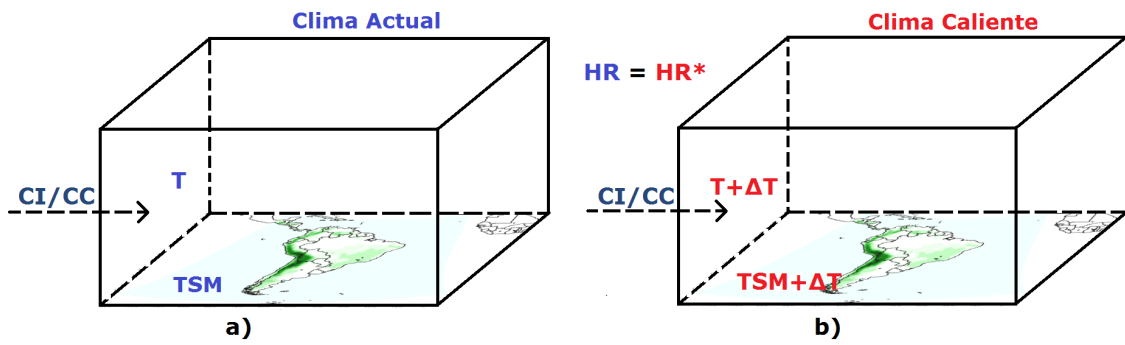


Figura 3.3: Representación del experimento de pseudo-escenario de cambio climático realizado con el modelo climático regional RegCM4: a) presente y b) pseudo-escenario.

Una de las limitaciones de esta metodología es que el incremento o aumento de temperatura es homogéneo en todas las capas, lo que supone que los campos dinámicos de los experimentos CTRL y PEC son semejantes, por no tener otra forzante que los modifique. Esto puede verificarse a partir de la ecuación hidrostática y del momento horizontal expresados en coordenadas de presión, como fue demostrado por Schär et al. (1996). El calentamiento constante a través de la columna atmosférica y oceánica no es realista. Por otro lado, el aumento de los GEI tendrá efectos regionales variados sobre la temperatura. Como ha señalado Winter y Eltahir (2012), este escenario descrito no es una representación plausible del clima futuro, apenas un experimento de sensibilidad.

Sin embargo, este experimento de sensibilidad tiene algunas ventajas, las condiciones de contorno y frontera lateral son dinámicamente consistentes con las observaciones (reanalysis), lo que asegura que las simulaciones climáticas regionales sean forzadas por circulaciones atmosféricas realistas. Esto no es así con las simulaciones

de cambio climático realizados con las salidas de los AOGCMs, que son sujetos a errores sistemáticos. La metodología es independiente del modelo y por lo tanto están libres de errores sistemáticos de los modelos globales. Por último, este escenario es intuitivo y fácil de implementar.

c) Experimento de clima presente (REF)

El experimento de clima presente denominada “REF”, fue forzado con las salidas del modelo global acoplado “EH5OM” en las fronteras y condición inicial, para el mismo período que el experimento control. En este caso, será evaluado el grado de fidelidad en la reproducción del clima presente en las simulaciones de uno de los modelos más utilizados en las proyecciones de clima futuro. Se debe resaltar que este experimento usara un miembro del conjunto de simulaciones del modelo acoplado EH5OM que se encuentran disponibles públicamente.

d) Experimento de clima futuro (FUT)

Por último, el experimento de clima futuro (denominado FUT), fue simulado para el periodo de 2089-2099, con el modelo climático RegCM4, el cual fue forzado con las salidas del modelo global acoplado EH5OM en el escenario A1B. En este caso fue verificada la proyección futura del clima regional. La diferencia de este experimento con la simulación REF, mostraran los principales cambios que experimentara el clima futuro. Un resumen de los experimentos descritos anteriormente son mostrados en la Tabla 3.2.

Tabla 3.2: Resumen y principales características de los experimentos realizados con el modelo climático regional RegCM4.

Experi- mentos	Período de simulación	Condiciones iniciales y de frontera		forzantes
		Atmósfera	Océano	
CTRL	11 años (1989-1999)	ERA-Interim	OIW	—
PEC	11 años (1989-1999)	ERA-Interim	OIW	$+3K, 2 \times GEE$
REF	11 años (1989-1999)	ECHAM5	MPIOM	Referencia
FUT	11 años (2089-2099)	ECHAM5	MPIOM	Escenario A1B

3.4. Índice de aridez UNEP

Por desertificación se entiende el proceso global que conduce a la reducción de la productividad de la tierra, principalmente la biomasa vegetal. En ese sentido, con la finalidad de caracterizar y cuantificar los posibles efectos del calentamiento global en los experimentos realizados será usado el índice de aridez UNEP. Este índice fue propuesto por la organización de las Naciones Unidas (ONU) en 1992, para identificar las áreas susceptibles a desertificación, el cual es definido como:

$$IA_U = \frac{P}{ETP} \quad (3.4)$$

siendo, P la precipitación acumulada anual y ETP la evapotranspiración potencial anual. Aquí P es directamente proporcionado por el modelo RegCM4 y ETP es calculado usando la formula obtenida por [Thornthwaite \(1948\)](#). Los umbrales para los diferentes regímenes climáticos pueden ser encontrados en la Tabla 3.3. Por medio de este índice será posible identificar las características climáticas locales de la superficie, en los experimentos realizados, basados apenas en la precipitación y evapotranspiración potencial.

Tabla 3.3: Clasificación climática para el índice UNEP.

Índice	Clima
$AI_U \geq 1$	Húmedo
$0.65 \leq AI_U < 1$	Sub-húmedo húmedo
$0.5 \leq AI_U < 0.65$	Sub-húmedo seco
$0.2 \leq AI_U < 0.5$	Semi-árido
$0.05 \leq AI_U < 0.2$	árido
$AI_U < 0.05$	Hiper-árido

De esta manera, las zonas bioclimáticas han sido establecidas basados únicamente en la relación de la precipitación y evapotranspiración. A partir del cual, se tiene la zona hiper-árida con un índice de aridez menor de 0.05 y que representa el desierto puro; la zona árida con índices que van entre 0.05 y 0.2 que permite un pastoreo estacional, pero no la agricultura de secano; la zona semiárida con índices entre 0.2 y 0.5, que permite ganadería y la agricultura de secano, ambas con limita-

ciones; y la zona subhúmeda con índice entre 0.5 y 0.65 que representa la agricultura de secano tradicional; los índices superiores a 0.65 son zonas húmedas que se caracterizan por presentar una densa vegetación durante todo el año.

En el Perú, prácticamente la cuarta parte del territorio se clasifica como zona árida y semiárida representada por el desierto costero y gran parte de la región andina. La sobreirrigación, el sobrepastoreo (presión animal), la tala indiscriminada de los bosques y el uso inapropiado de los suelos para fines agrícolas son causales por inducción antrópica (presión humana) que acelera el proceso de desertificación con la consecuente declinación y degradación de la productividad de las tierras.

Capítulo 4

Validación del clima Presente

En esta sección se evalúa la habilidad del modelo climático regional RegCM4 en reproducir el clima presente para los experimentos CTRL y REF, permitiendo de esta manera dar mayor confianza a los resultados de los experimentos de pseudo-calentamiento y clima futuro. Las simulaciones fueron integradas desde las 00:00Z del 1 de enero de 1989 hasta las 00:00 del 1 de enero del 2000, siendo el primer año de las simulaciones descartados por consideraciones de spin-up. De esta manera, para verificar las simulaciones CTRL y REF se realizaron comparaciones estacionales de la temperatura, precipitación y cobertura de nubes con los datos observados del CRU y GPCP. También, los campos dinámicos de viento son evaluados en los bajos (850 hPa) y altos niveles (200 hPa) con las reanalysis de ERA-Interim. Estos resultados en conjunto permitirán verificar el grado de fidelidad en la reproducción de las principales características del clima presente con el modelo RegCM4.

4.1. Simulación del clima presente

La Figura 4.1 muestra la distribución media estacional de la temperatura superficial para verano (diciembre, enero y febrero -DEF) y otoño (marzo, abril y mayo - MAM), y la Figura 4.2 para las estaciones de invierno (junio, julio y agosto - JJA) y primavera (setiembre, octubre y noviembre - SON) para el datos observados CRU, los experimentos CTRL y REF y sus respectivas diferencias de los experimentos CTRL y REF. De manera general, se observa que los campos de temperatura fueron razonablemente bien representados por los experimentos CTRL y REF sobre gran parte del continente sudamericano cuando son comparados con los datos cli-

matológicos de CRU, sin embargo, presentaron algunas diferencias. En la estación de verano para la diferencia del experimento CTRL-CRU (Fig. 4.1.d), se observa un sesgo de sobreestimación en el litoral pacífico del Perú y Chile con valores superiores a los $+3.0^{\circ}\text{C}$ en algunas partes del Perú, asimismo un núcleo superior a los $+2.0^{\circ}\text{C}$ es observado al noroeste de la cuenca amazónica, el cual sus alrededores presentan un menor sesgo de $+1.0^{\circ}\text{C}$. También un núcleo superior a $+4.0^{\circ}\text{C}$ es observado al noreste de Argentina expandiéndose con menor intensidad hasta Uruguay y al sur de Paraguay y Brasil (esta región es conocida como la cuenca de La Plata). Por otro lado, los mayores valores de subestimación fueron observados sobre toda la cadena montañosa de los Andes, llegando a superar los -4.0°C sobre la región sudeste de Bolivia, además fueron observados valores menos intensos al norte del continente suramericano y al centro-este de Brasil. Para el caso del experimento REF-CRU (Fig. 4.1.e) las diferencias observadas son muy parecidas al encontrado en el CTRL-CRU, sin embargo, las mayores diferencias son observadas en la intensidad de sus efectos, siendo más intensas en el REF-CRU. Otra diferencia observada es el núcleo de subestimación en la región del noreste brasilero que supera los -4.0°C .

Para la estación de otoño, tanto el experimento CTRL-CRU y REF-CRU (Fig. 4.1.i y 4.1.j) presentaron comportamientos similares de sobreestimación en el litoral de Perú y Chile. En la región de la cuenca de La Plata el experimento REF-CRU fue sobreestimada con valores superiores a $+1.0^{\circ}\text{C}$, mientras que para el caso de CTRL-CRU fue mejor representado con un pequeño núcleo de aproximadamente $+0.5^{\circ}\text{C}$. Las regiones que fueron subestimados son principalmente la cadena montañosa de los Andes (con mayores valores en partes de Perú y Bolivia) y las áreas de la región centro, sureste y noreste brasilero para el caso de REF-CRU. Para el CTRL-CRU, grande parte del norte y noroeste de la cuenca Amazónica (estas áreas cubren el este de Colombia, sur de Venezuela, noreste de Perú y noroeste de Brasil) con valores en torno de -2.0°C a -3.0°C , siendo estos valores de subestimación mayores al observado en el REF-CRU, sin embargo, el REF-CRU presento mayor intensidad de subestimación al noreste y centro-este de Brasil.

En la estación de invierno las Figuras 4.2.d y 4.2.e para las diferencias de los experimentos CTRL-CRU y REF-CRU, respectivamente, presentaron comportamientos muy semejantes en el comportamiento de los sesgos. Igual que las estaciones anteriores también fueron observados sobreestimación a lo largo del litoral pacífico

de Perú y Chile, y algunas áreas de los Andes en Ecuador y Colombia, además un núcleo superior a $+3^{\circ}\text{C}$ en el centro de la cuenca Amazónica y que se extiende hasta el noreste de la misma con menor intensidad (alrededor de $+1.0^{\circ}\text{C}$). Las regiones que presentaron un sesgo de subestimación fueron igualmente muy similares para ambos experimentos, siendo más intensos en los Andes de Perú, Bolivia y Chile. Las regiones de Argentina, Uruguay, Paraguay, Ecuador, Colombia, Venezuela y las áreas litorales del este de Brasil presentaron subestimación menos intensas, con valores que varían desde -0.5°C hasta -3.0°C .

Finalmente, en la estación de primavera los campos de la diferencia de temperatura por parte de los experimentos CTRL-CRU y REF-CRU, también presentaron impactos semejantes en los sesgos, ver Figura 4.2.i y 4.2.j. Así, las regiones del litoral pacífico de Perú y norte de Chile presentaron sesgos de sobreestimación con valores próximos a $+3.0^{\circ}\text{C}$, asimismo la región de la cuenca de La Plata y la parte central y el noreste de la cuenca Amazónica presentaron núcleos de sobreestimación de $+3.0^{\circ}\text{C}$ en el caso de CTRL-CRU, siendo que estos efectos fueron menos intensos para REF-CRU (valores próximos a $+1.0^{\circ}\text{C}$) y se extienden hacia el norte de Bolivia. Las regiones que presentaron subestimación fueron la cadena montañosa de los Andes, noroeste de la cuenca Amazónica, sur de Argentina y centro-este de Brasil para ambos casos, siendo que sus valores varían de -0.5°C a -4.0°C , con mayores valores en la región de los Andes y sur de Argentina.

Para el caso de las medias anuales (Figuras no mostradas), tanto el experimento CTRL y REF representaron mejor la distribución espacial observado en CRU, sin embargo, algunas regiones presentaron un sesgo negativo y positivo, siendo que, la mitad superior del continente es influenciado por los sesgos observados en invierno y la mitad inferior por los sesgos de verano, pero la intensidad de sus sesgos son menores, debido a que son influenciados por las otras estaciones de transición (otoño y primavera). Por otro lado, se debe resaltar que los modelos todavía tienen dificultades en representar las variables meteorológicas en las regiones montañosas como los Andes, por el hecho de presentar en su estructura una topografía compleja, dificultando de esta manera en el resultado de las simulaciones, tal como fue mostrado por Pal et al. (2007) y Fernandez et al. (2006a).

Figura 4.1: Distribución espacial media de la temperatura superficial ($^{\circ}\text{C}$) para CRU (izquierda), CTRL (centro-izquierdo), REF (centro), diferencias de CTRL-CRU (centro-derecha) y REF-CRU (derecha) para las estaciones de verano y otoño.

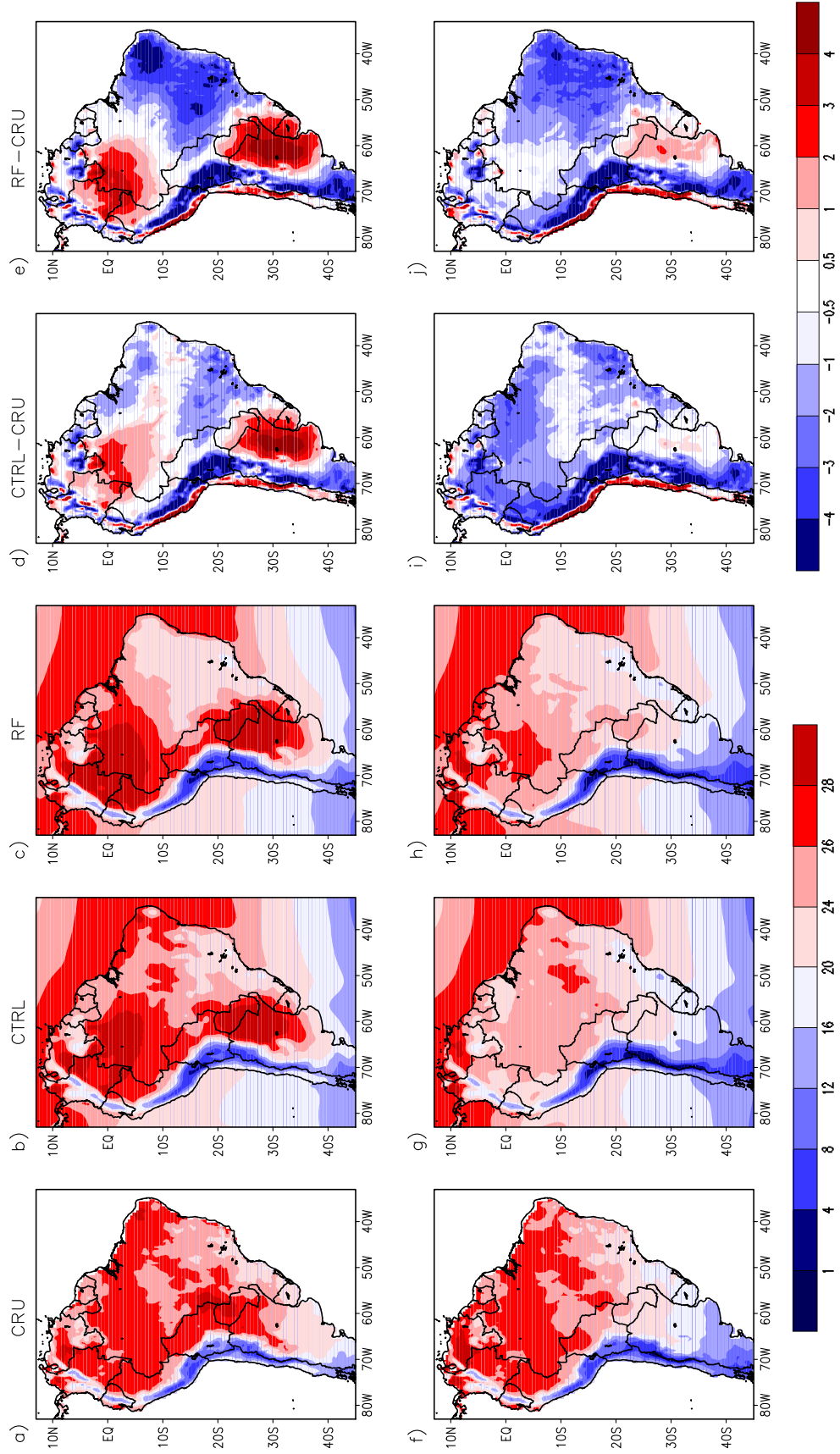
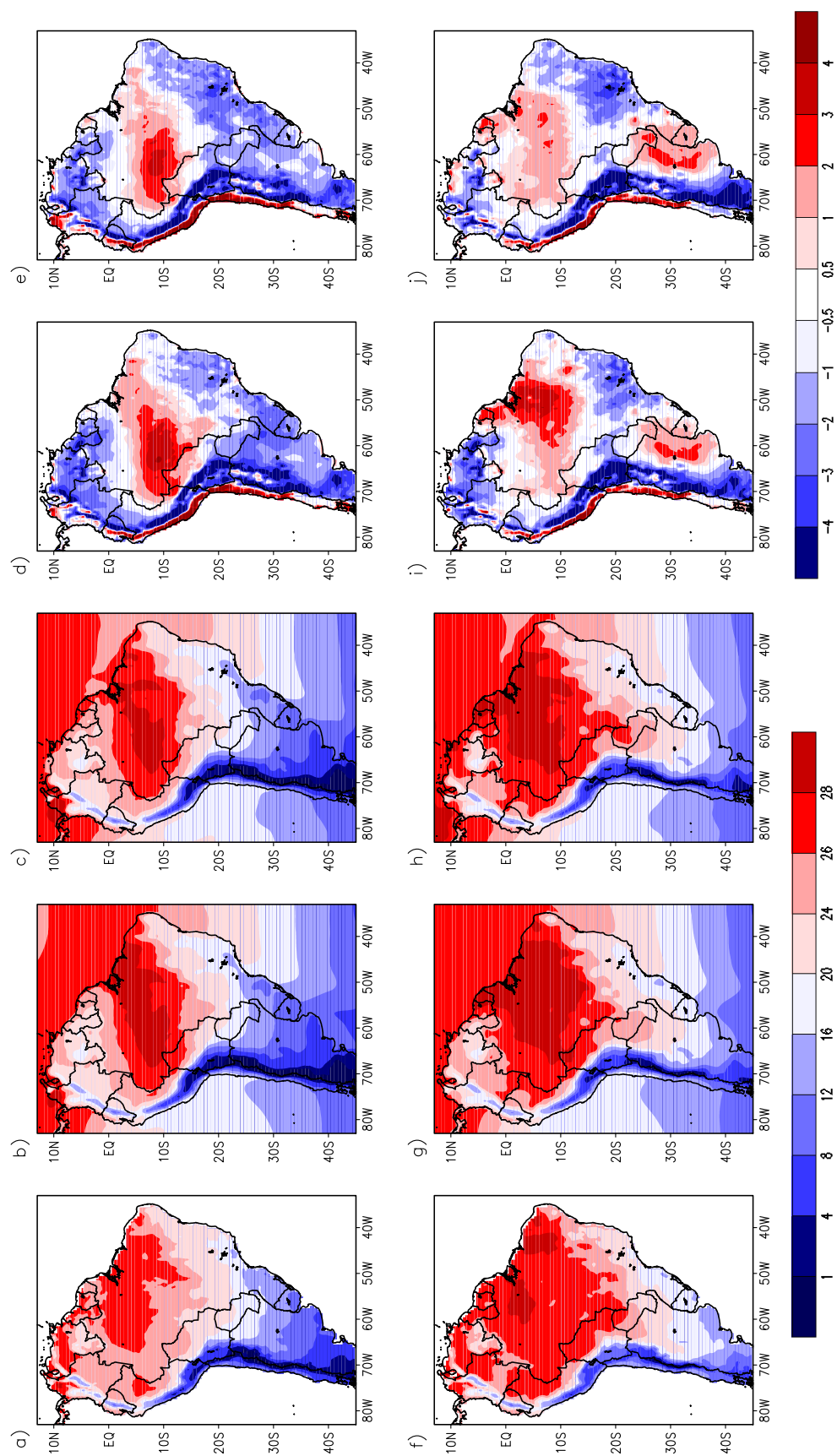


Figura 4.2: Continuación de la Figura 4.1 para las estaciones de invierno y primavera.



Las Figuras 4.3 y 4.4 muestran los campos de precipitación para CRU y las simulaciones CTRL, REF y sus respectivas diferencias para las cuatro estaciones del año. De manera general, los experimentos CTRL y REF reproducen razonablemente bien los principales patrones estacionales de la distribución espacial de precipitación. Así tenemos que, en verano la Zona de Convergencia del Atlántico Sur (ZCAS) se encuentra desplazada más al sur de su posición de actuación en la región central de la cuenca Amazónica, por lo que se puede observar áreas de sesgo negativo en esta región para el caso de la simulación CTRL-CRU (Fig. 4.3.d) con valores que varían de -0.5 mmdía^{-1} a -4.0 mmdía^{-1} , asimismo las regiones de la cuenca de La Plata también presentaron subestimación con valores superiores a -1.0 mmdía^{-1} y -2.0 mmdía^{-1} . La región de la selva peruana presentó sesgos negativos que varían -0.5 mmdía^{-1} a -3.0 mmdía^{-1} . Las áreas que presentaron sobreestimación fueron, principalmente, la faja comprendida entre 13°S - 25°S , el norte del continente sudamericano y partes del oeste de Argentina. Para la simulación REF-CRU (Fig. 4.3.e) los sesgos fueron muy semejantes al CTRL-CRU, sin embargo, presentaron mayor intensidad de subestimación, llegando a superar los -4.0 mmdía^{-1} al noroeste de la cuenca Amazónica y al norte de la cuenca de La Plata. Las áreas de sobreestimación en este caso fueron observadas en el centro del continente, extendiéndose hasta el noreste brasileiro, estas regiones presentaron sesgos muy intensos, llegando a superar los $+4.0 \text{ mmdía}^{-1}$, principalmente al noreste de Brasil. Se debe resaltar que, los valores de sobreestimación observados al noreste y centro-este de Brasil son generados por un error sistemático provenientes de la mala simulación de la TSM sobre el océano Atlántico proveniente del modelo EH5OM, donde la temperatura media sobre el océano es desplazado para el sur en verano y al norte en invierno (Sorensson et al., 2010; Vera et al., 2006).

La Figura 4.3.i muestra los sesgos de la simulación CTRL-CRU para otoño. Observándose que las regiones que presentaron subestimación fueron el norte de Perú, algunas partes de Ecuador, norte de Bolivia, el centro del continente y la cuenca de La Plata, con valores que varían de -0.5 mmdía^{-1} a -4.0 mmdía^{-1} , en donde los mayores valores fueron observados en las regiones de Ecuador. Las áreas que presentaron sobreestimación al sur del continente fueron menos intensos (próximos a $+1.0 \text{ mmdía}^{-1}$) a los observados al norte del continente, donde algunas áreas presentan valores superiores a los $+3.0 \text{ mmdía}^{-1}$. Los sesgos de subestimación del experimento REF-CRU (ver Fig. 4.3.j) fueron similares al CTRL-CRU en la cuenca de La Plata,

no obstante, estas fueron más intensas el cual presento un núcleo superior a -4.0 mmdía^{-1} . También, grande parte de las áreas de la cuenca Amazónica presentaron subestimación, en la cual algunas áreas superaron los -4.0 mmdía^{-1} . Las regiones que presentaron sobreestimación fueron muy similares al observado en verano (Fig. 4.3.e), aunque las áreas afectadas presentaron menor extensión territorial y sus impactos fueron menos intensos en grande parte de la región afectada.

En invierno, la diferencia de ambos experimentos presentaron sesgos negativos y positivos muy similares las cuales pueden se observadas en las Figuras 4.4.d y 4.4.e, en el que los valores de subestimación fueron inferiores a -1.0 mmdía^{-1} en grande parte del continente suramericano, pero en algunas áreas fueron observados valores superiores a -3.0 mmdía^{-1} , principalmente al norte de la cuenca Amazónica. Al sur de Brasil los impactos de subestimación fueron más intensos para el caso de REF-CRU. En esta estación, las áreas que presentaron sobreestimación fueron pequeñas y la intensidad de sus impactos fueron de menor intensidad al observado en las otras estaciones, sin embargo fueron observadas al norte del continente y en algunas áreas de Chile valores superiores a $+3.0 \text{ mmdía}^{-1}$.

Por último, en la estación de primavera (ver Fig. 4.4.i y 4.4.j), el impacto en los sesgos fueron similares al observado en otoño para el caso de CTRL-CRU, aunque este último presento subestimación al noreste del continente. La diferencia de REF-CRU presenta subestimación al sureste de Colombia y en la cuenca de La Plata, con valores que varían de -0.5 mmdía^{-1} a 3.0 mmdía^{-1} . Las otras regiones presentaron sobreestimación, principalmente al este de los Andes y norte del Continente. Los impactos de sobreestimación fueron menos intensos al observado en verano y otoño.

Por otro lado, la precipitación también fue comparada con la climatología de GPCP (Fig. A.1). Los sesgos fueron muy similares a los observados en la comparación con CRU, en todas las estaciones. Sin embargo, la intensidad de los sesgos negativos y positivos fueron más y menos intensos, respectivamente. Se debe tener en cuenta que una característica de los datos GPCP, es que tienden a sobreestimar la precipitación, sobre todo en la cuenca Amazónica. Por otro lado, la Zona de Convergencia Intertropical (ZCIT) es sobreestimada sobre el Atlántico norte en el CTRL, mientras que para el caso de la simulación REF esta fue subestimada en la mayoría de las estaciones, con excepción de otoño que fue sobreestimada.

Figura 4.3: Distribución espacial media de la precipitación (mm día^{-1}) para CRU (izquierda), CTRL (centro-izquierdo), REF (centro), y las diferencias de CTRL-CRU (centro-derecha) y REF-CRU (derecha) para las estaciones de verano y otoño.

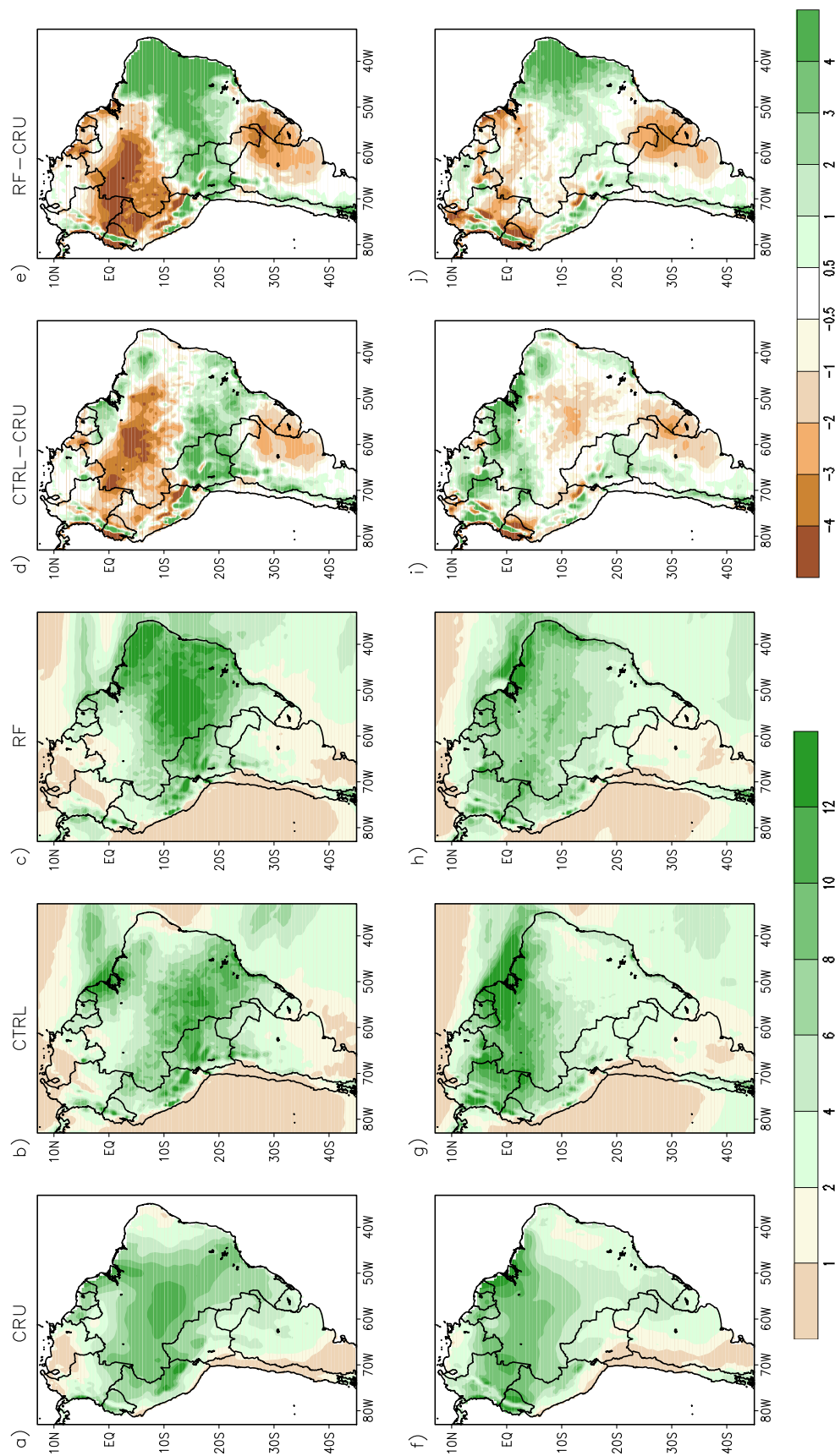
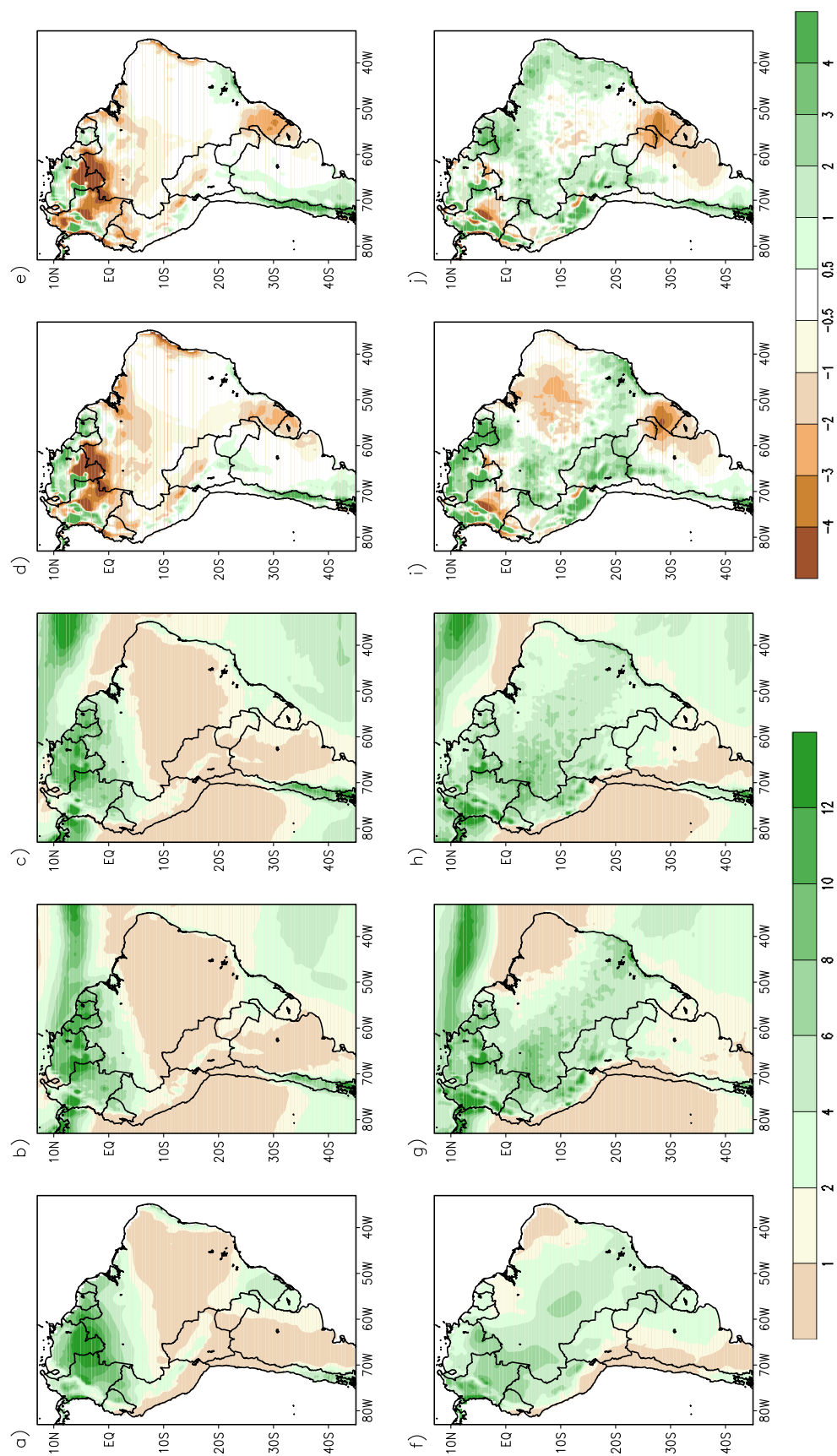


Figura 4.4: Continuación de la Figura 4.3 para las estaciones de invierno y primavera.



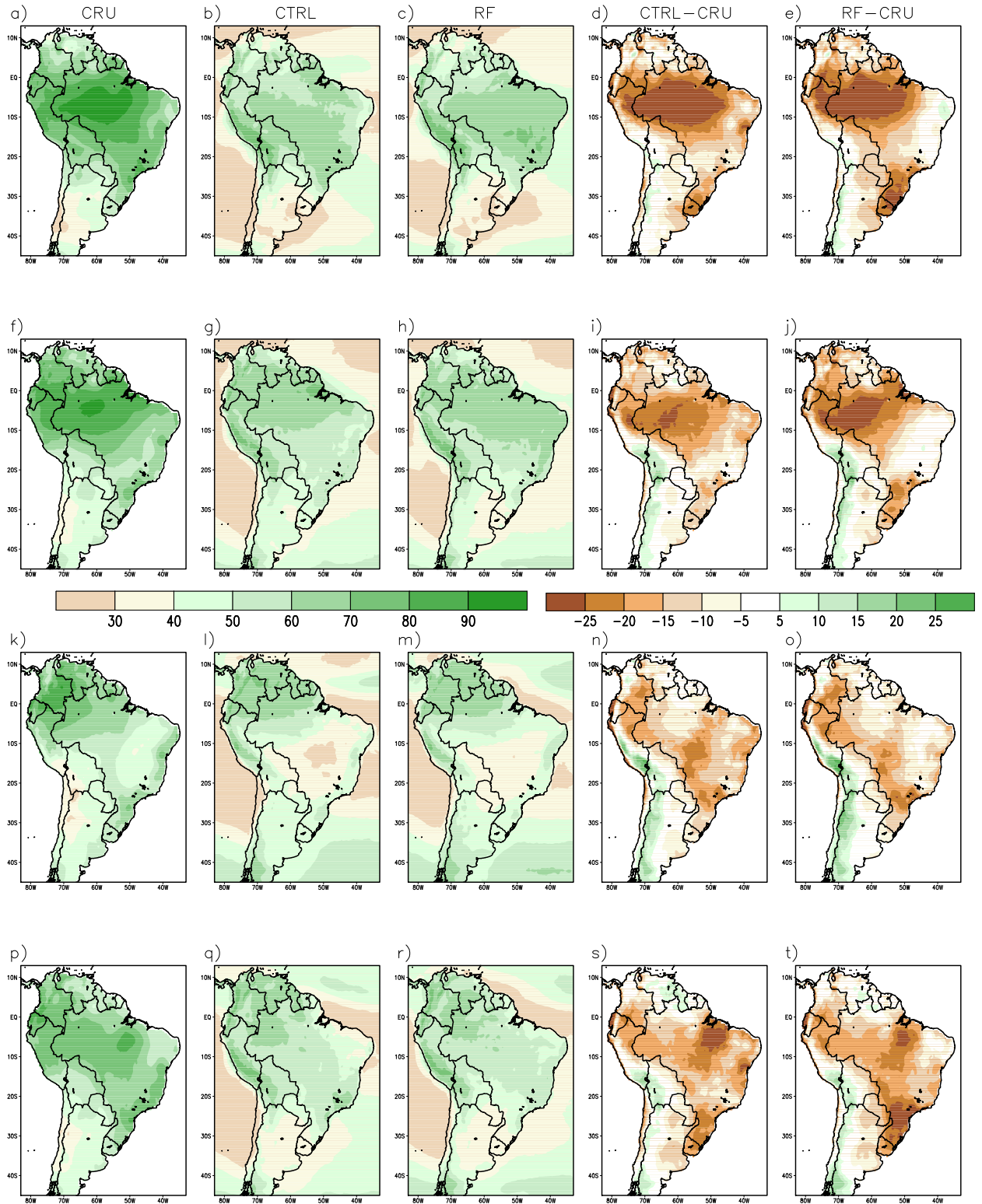
Con relación a la media anual de precipitación (Figuras no mostradas), quien mejor represento la distribución espacial fue el experimento CTRL, por presentar menor intensidad en los sesgos positivos y/o negativos. Además, la sobreestimación observada al noreste de Brasil fue mantenida por el experimento REF, pero con menor intensidad. La mayoría de los sesgos encontrados en las simulaciones del clima de la región sudamericana son errores sistemáticos, debido a que muchos de los modelos de circulación general y los modelos climáticos regionales tienen dificultades en simular el clima (Christensen et al., 2007).

Otra variable que fue comparada y analizada fue el porcentaje de la cobertura de nubes de CRU. La climatología de esta variable para los experimentos CTRL y REF para las diferentes estaciones del año se muestran en la Figura 4.5. Esta variable en comparación a la precipitación y temperatura fue subestimada en todas las estaciones en gran parte del continente suramericano, con sobreestimación en la cadena montañosa de los Andes, en las estaciones de otoño e invierno con valores próximos a 10 %. Las regiones que presentaron mayor intensidad de sesgo negativo fueron, principalmente, la cuenca Amazónica en las estaciones de verano y otoño llegando a superar los -25 %, pero la extensión del sesgo fue mayor en verano para ambos experimentos (Fig. 4.5.d y Fig. 4.5.e). A pesar de la fuerte intensidad de los sesgos la estación de invierno fue mejor representada, por presentar menor intensidad en los sesgos (Fig. 4.5.n y Fig. 4.5.o).

Por otro lado, New et al. (2000) mostraron ejemplos de la densidad de estaciones utilizadas en el desarrollo del conjunto de datos CRU. En grandes regiones de América del Sur, la densidad de las estaciones meteorológicas es relativamente baja. En consecuencia, el procedimiento de interpolación utilizado en el desarrollo del conjunto de datos CRU puede estar siendo comprometida, por lo cual puede presentar incertidumbre sobre todo en las regiones montañosas y la cuenca Amazónica.

Para evaluar la dinámica de las simulaciones CTRL y REF del modelo regional RegCM4, fueron considerados los vientos en los bajos y altos niveles (850 hpa y 200 hpa, respectivamente), para las estaciones de verano y invierno. Estas estaciones se caracterizan por presentar mayor intensidad, y por tanto, mejor definición de los principales campos dinámicos que actúan en nuestra región. La Figura 4.6 muestra la circulación de los vientos en los bajos niveles (lado izquierdo) y altos niveles (la-

Figura 4.5: Distribución espacial media del porcentaje de cobertura de nubes (%) para CRU, CTRL, REF, y las diferencias de CTRL-CRU y REF-CRU, para las cuatro estaciones del año.



do derecho) para la reanalysis de ERA-Interim, CTRL y REF para la estación de verano. En general, los campos vectoriales de los bajos niveles (Fig. 4.6.a, b y c) fueron razonablemente bien representados. El anticiclón del Atlántico y del Pacífico Sur, fueron representadas por ambas simulaciones, sin embargo, la posición e intensidad de la presión atmosférica al nivel del mar, se encuentran desplazadas y son más intensas. En la simulación CTRL y REF, se observa un núcleo de presión de 1023 hPa en la alta semipermanente del pacífico, el cual no se observa en ERAIN. También, el núcleo de alta presión del Atlántico se encuentra desconfigurada en la simulación REF. Por otro lado, en la región continental los vientos alisios provenientes del Atlántico norte se desplazan al interior sobre la región amazónica, los cuales al encontrarse con la cadena montañosa de los Andes, estas se desplazan al sur por el lado oriental de la misma. Estos vientos alisios son los encargados de transportar humedad del océano hacia el interior del continente.

En los altos niveles, la circulación anticiclónica “denominada alta de Bolivia” fueron observados en ambos experimentos, sin embargo, la localización de su núcleo se encuentran desplazado más al sur y hacia el oeste de su posición de actuación al observado en ERAIN. De la misma manera, la vaguada y el vórtice ciclónico ubicado al noreste de Brasil se encuentran desplazado en la simulación CTRL, y en el caso de REF la vaguada se encuentra desplazado más para el este y el vórtice ciclónico se encuentra desconfigurado. Además de eso, la intensidad de los vientos fue mejor representado por la simulación CTRL, siendo que los vientos al sur del continente en el caso del REF fueron más intensos al observado en ERAIN (mayores a 35 m/s) y se extienden hasta el Atlántico.

La Figura 4.7.a, b y c muestran los campos vectoriales de los vientos para la estación de invierno en los bajos niveles para los datos de ERAIN y las simulaciones CTRL y REF. En general, estos campos de viento fueron razonablemente bien representados por ambas simulaciones, sin embargo, la simulación REF presento un núcleo de alta presión de 1020 hPa y de menor extensión al observado no ERAIN en el pacífico sur. En el Atlántico sur, la posición del núcleo de alta presión (1023 hPa) se encuentra desplazado para el oeste en el CTRL y para el este en el REF. La circulación de los vientos de oeste al sur del continente fueron bien representados por ambas simulaciones. En los altos niveles (Fig. 4.7.d, e y f) la circulación de los vientos fueron razonablemente bien representados por los experimentos CTRL y REF,

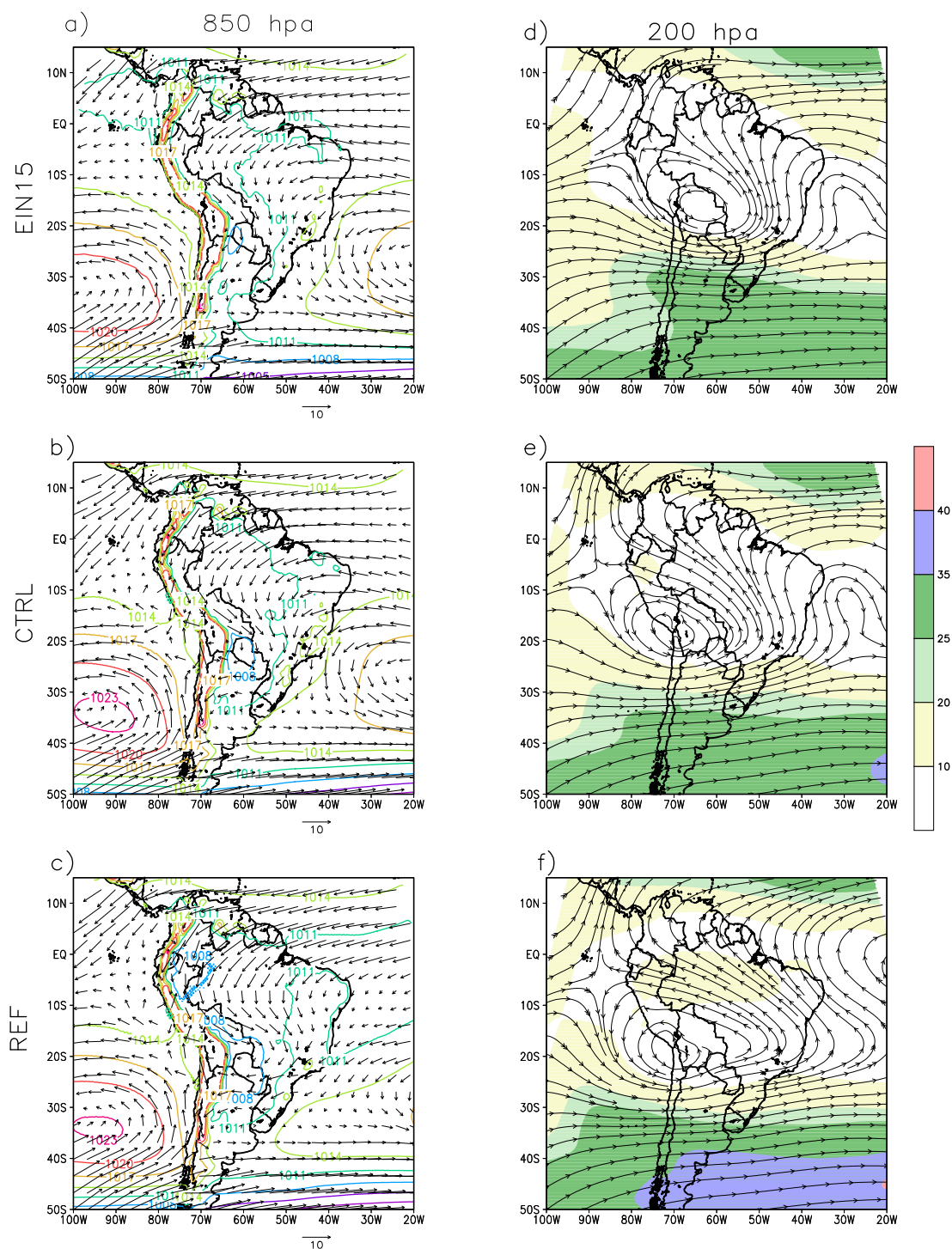


Figura 4.6: Circulación atmosférica en 200 y 850 hpa para la estación de verano.

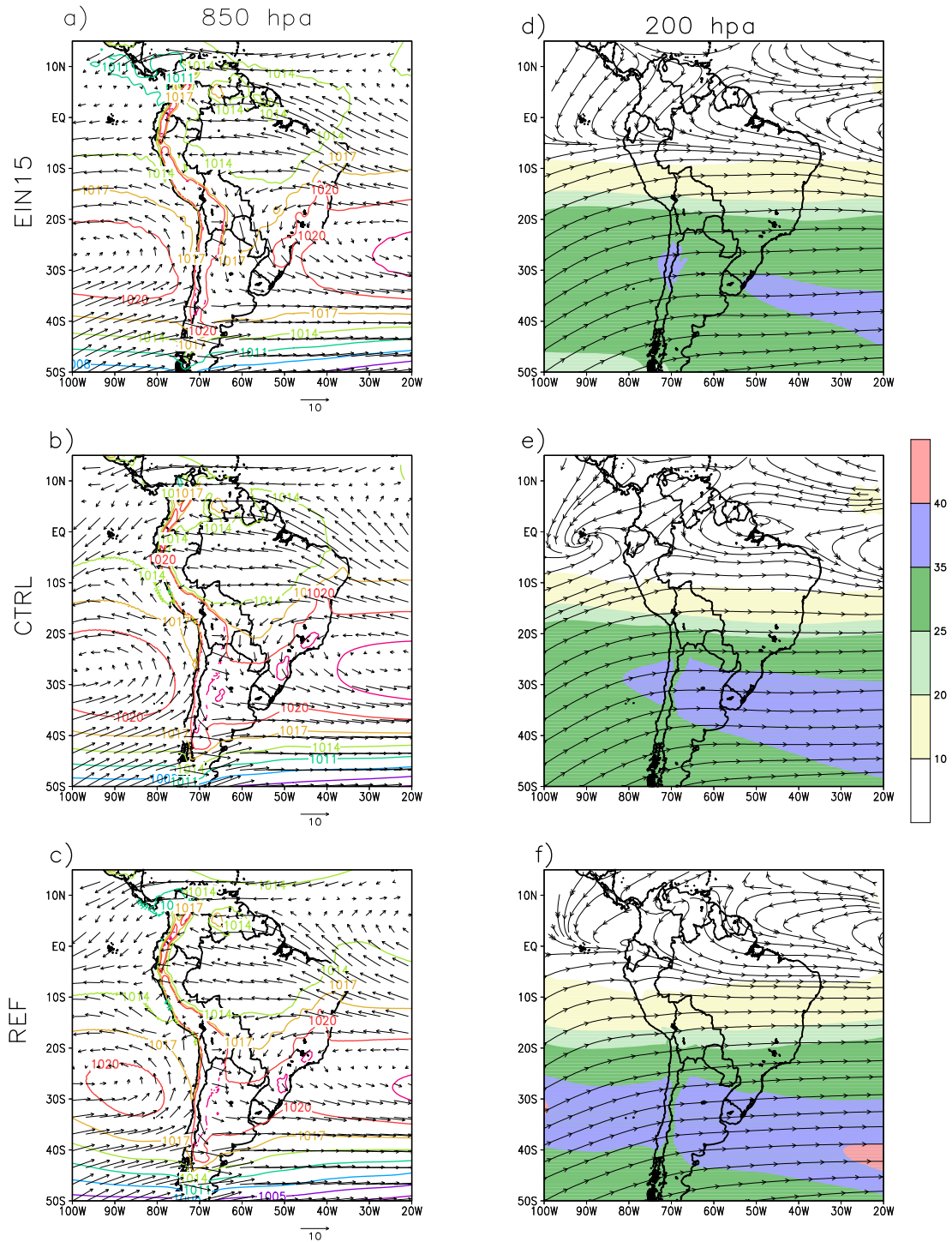


Figura 4.7: Circulación atmosférica en 200 y 850 hpa para la estación de invierno.

principalmente, en la región central y sur del dominio, no obstante, la intensidad de los vientos en algunas áreas de estas regiones fueron más intensas al observado en ERAIN. En la simulación CTRL, al norte de Argentina los vientos superan los 35 m/s (Fig. 4.7.e), mientras que para el caso de REF la intensidad de los vientos superiores a los 35 m/s también fueron observados al oeste de Chile extendiéndose hasta el océano Pacífico, adicionalmente fue observado que los vientos en la posición 40°S-25°W superan los 40 m/s (Fig. 4.7.f). Al oeste de Ecuador y al norte de Brasil circulaciones antihorarias fueron observados para el experimento CTRL, las cuales no están presentes en ERAIN. La simulación REF, represento mejor la circulación al norte del continente.

Los resultados encontrados en la circulación de los campos de viento en el presente trabajo son similares a los encontrados por [Alves y Marengo \(2010\)](#); [Canziani y Carbajal Benitez \(2012\)](#) sobre la región sudamericana, por otra parte, las diferencias que se puedan encontrar en algunas regiones pueden estar relacionadas con el dominio de simulación, periodo de integración, parametrización, el modelo y las forzantes usadas (reanalysis, AOGCMs), entre otros. Así tenemos que, los principales padrones climáticos de precipitación, temperatura y la circulación de los vientos en los altos y bajos niveles fueron mejor representados por la simulación CTRL. No obstante, los sesgos y los errores presentes en la simulación REF son generados, principalmente, por los sesgos inherentes de la forzante EH5OM que no simulan coherentemente la TSM.

4.2. Representación del índice UNEP

La región de América del Sur, en su extensión territorial presentan un conjunto de climas y tipos de vegetación que caracterizan el clima regional y/o local. La Figura 5.5.a muestra los principales regímenes climáticos dominantes de la región, los cuales fueron obtenidos usando los datos observados (CRU). La región de clima semi-árido del nordeste de Brasil cuyos valores varían de 0.2 a 0.5, fue bien representada. Las regiones áridas que varían de 0.05 a 0.2, del norte Chile y el litoral de la costa peruana también fueron bien representadas. El régimen climático sub-húmedo seco fueron observados en grande parte del territorio Argentino y algunas partes del noreste brasileiro. Igualmente, los regímenes climáticos sub-húmedo húmedo y húmedo cuyos valores son mayores a 0.65, fueron observados en grande parte de Brasil,

Paraguay, Perú, Bolivia, Ecuador, Colombia, Venezuela, Uruguay y las Guyanas. Esta representación de los regímenes climáticos es muy parecida al obtenido por UNEP en 1997, sin embargo, las diferencias que se pueden observar pueden estar relacionadas al periodo considerado.

Para la simulación CTRL (Fig. 5.5.b), los regímenes áridos del norte de Chile y litoral de Perú mostraron una menor extensión territorial al observado en CRU. De manera similar, el régimen semi-árido del noreste de Brasil presentó una menor extensión y fue localizado más al este del observado en CRU, además presentó una extensión horizontal (este-oeste) y no vertical como observado en la Figura 5.5.a. Por otra parte, el régimen sub-húmedo húmedo del noreste brasileiro presentó un afinamiento hacia la cuenca Amazónica. En grande parte de Argentina el régimen fue más húmedo y en Uruguay y al noreste de Argentina presentaron un régimen más seco. El régimen húmedo (mayores a 1) fue muy parecido al observado, sin embargo, su extensión territorial al sur del continente fue mayor. Por último, la simulación REF (Fig. 5.5.c) representó razonablemente bien los principales regímenes climáticos, no obstante, fueron observadas algunas deficiencias igual que la simulación CTRL. Por ejemplo, el clima semi-árido y sub-húmedo seco del noreste brasileiro presentó un clima más húmedo. Las regiones del norte de Argentina, sur de Paraguay y Brasil y grande parte de Uruguay presentaron regímenes climáticos más secos al observado en CRU.

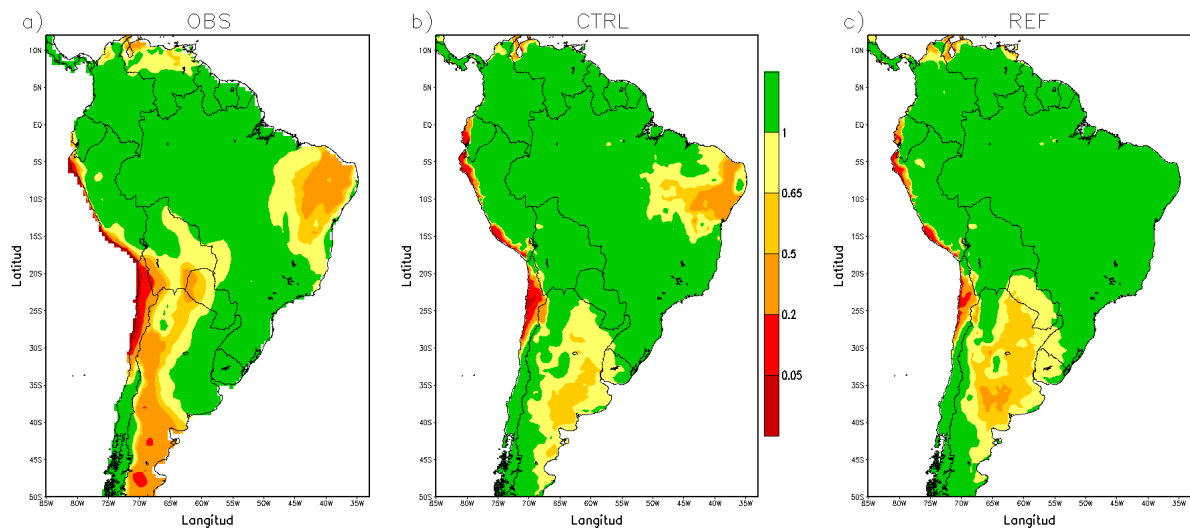


Figura 4.8: Índice de aridez de UNEP: a) Observado, b) CTRL y c) REF para el clima presente (1990-1999).

Capítulo 5

Resultados

En esta sección son descritos los resultados de los experimentos PEC y FUT, que se realizaron con el modelo climático regional RegCM4. En que el experimento PEC representa un experimento de sensibilidad en aislamiento y no un escenario futuro de cambio climático como lo es el experimento FUT. Para evaluar el impacto de ambos experimentos fueron realizados una comparación que es mostrado en la parte final de este capítulo.

5.1. Experimento de pseudo-calentamiento (PEC)

En este experimento son evaluados el impacto de un clima más caliente en el ciclo hidrológico y las consecuencias que esta origina en los regímenes climáticos de la región norte del Perú.

La Figura 5.1 muestra los campos de temperatura para el experimento PEC y su respectiva diferencia con el experimento CTRL, para las estaciones de verano, otoño, invierno y primavera para el periodo de 1990 a 1999. Como era de esperar, el calentamiento inducido de +3K fue observado en grande parte del dominio de integración, sin embargo, en nuestro caso sólo se muestra la superficie del Perú, siendo este calentamiento más intenso en la estación de otoño.

En un análisis más detallado, se puede observar que en la estación de verano (Fig. 5.1.b) que la región central y norte de selva peruana presentaron temperaturas superiores a 3.5°C, llegando a superar los 4.0°C al norte del departamento de Loreto.

En la parte central y sur de los Andes fueron observadas temperaturas inferiores a los 3.0°C , con un núcleo más frío al sur de la misma. En otoño, los efectos fueron similares, sin embargo, los mayores calentamientos fueron observados en grande parte de la selva central y norte del Perú, también estos efectos fueron observados en la selva brasilera, llegando a superar los 3.5°C . Las regiones este y oeste de la cordillera de los Andes, las temperaturas dominantes fueron aproximadamente de 3.0°C , mientras en los Andes la temperatura fue inferior a los 3.0°C (Fig. 5.1.d). En invierno, contrario a lo observado en las estaciones anteriormente descritas la parte norte del Perú (departamentos de Loreto, Amazonas y San Martín) presentaron temperaturas inferiores a los 3.0°C (Fig. 5.1.f). En otras partes el calentamiento fue superior a los 3.0°C pero inferior a los 3.5°C . Por último, la estación de primavera presentó un comportamiento similar al observado en verano, no obstante el calentamiento en la región norte de Perú fueron más intensos, llegando a superar los 4.0°C en partes del departamento de Loreto y Ucayali y partes de Colombia, Ecuador y Brasil. También puede observarse en el departamento de Loreto un núcleo de calentamiento superior a los 4.5°C (Fig. 5.1.h). Los diferentes aumentos observados en la distribución espacial de la temperatura puede ser una respuesta al aumento de la concentración de los gases de efecto invernadero al que fue sometido.

La distribución espacial de la precipitación para el experimento PEC y su respectiva diferencia con el experimento CTRL es mostrado en la Figura 5.2 para la estación de verano, otoño, invierno y primavera para el periodo de 1990 a 1999.

En la Figura 5.2.b se puede ver que los mayores aumentos de precipitación fueron observados en la parte sur de la selva, principalmente en los departamentos de Madre de Dios, Ucayali y Cusco, llegando a superar los 3.0 mmdía^{-1} . También, fueron observados aumentos en partes de los Andes, Brasil, Bolivia y el departamento de Loreto. Las disminuciones fueron observadas en partes del norte y sur de los Andes y al norte de Loreto, así como en algunas regiones de la selva brasileña y colombiana. En otoño (Fig. 5.2.d), los efectos del aumento de precipitación fueron similares al observado en verano, sin embargo, presentaron menor intensidad próximos a 2.0 mmdía^{-1} . Las disminuciones presentaron dos núcleos superiores a los -3.0 mmdía^{-1} al este de Loreto y al norte de Ecuador, mientras que en otras regiones los impactos fueron menos intensos (próximos a 1.0 mmdía^{-1}), principalmente al norte del Perú. En invierno (Fig. 5.2.f), los aumentos de precipitación presentaron pequeños núcleos

próximos a 2.0 mmdía^{-1} y de menor intensidad a sus alrededores, principalmente en la región central y norte del Perú y algunas áreas de la selva colombiana y brasilera. Impactos de disminución no fueron observados en esta estación. Para la primavera (Fig. 5.2.h), los aumentos fueron semejantes al observado en verano (principalmente al sur de la selva y en el litoral norte peruano y en regiones del Ecuador), sin embargo fueron menos intensos. Por otro lado, el norte de Loreto y partes de Colombia presentaron aumentos próximos a 2.5 mmdía^{-1} . Pequeños núcleos de disminución fueron observados al sur, centro y norte de los Andes (alrededor de -1.0 mmdía^{-1}).

Los resultados aquí presentados concuerdan con los experimentos previos realizados utilizando MCRs sobre escenarios de cambio climático futuro realizados sobre nuestra área de estudio (NAP), en los escenarios A2 y B2 del IPCC, principalmente para las estaciones de verano y invierno (Soares y Marengo, 2009; Urrutia y Vuille, 2009). El IPCC (2007) estimó para el año 2020, un aumento de la temperatura en el sector Amazónico que podría variar entre 0.5°C y 1.8°C , y para 2080 entre 1.6°C y 7.5°C , estas cifras demuestran que en la región Amazónica el calentamiento será más severo.

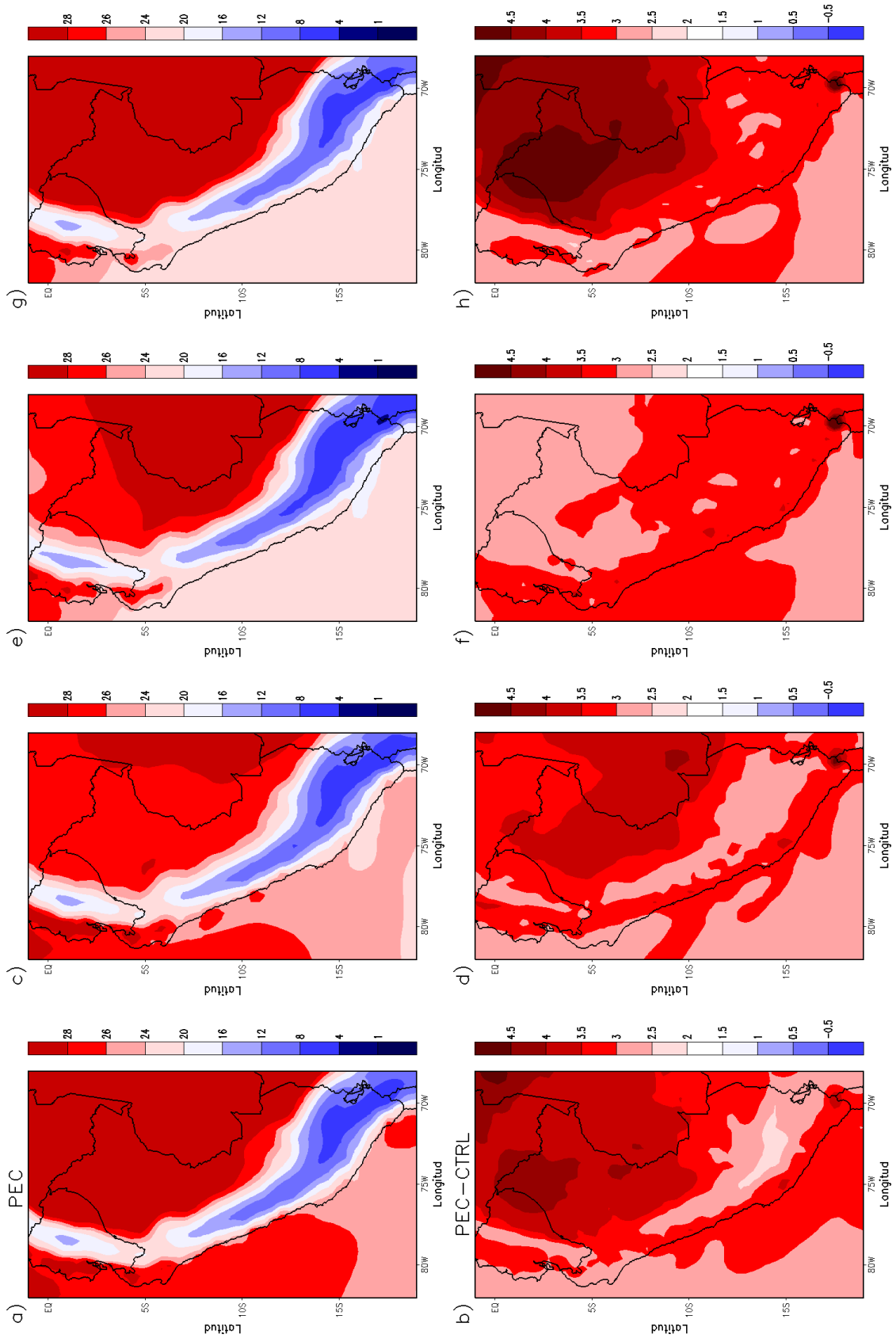


Figura 5.1: Distribución espacial media de la temperatura superficial ($^{\circ}\text{C}$) para la simulación PEC y PEC-CTRL en las estaciones de verano, otoño, invierno y primavera.

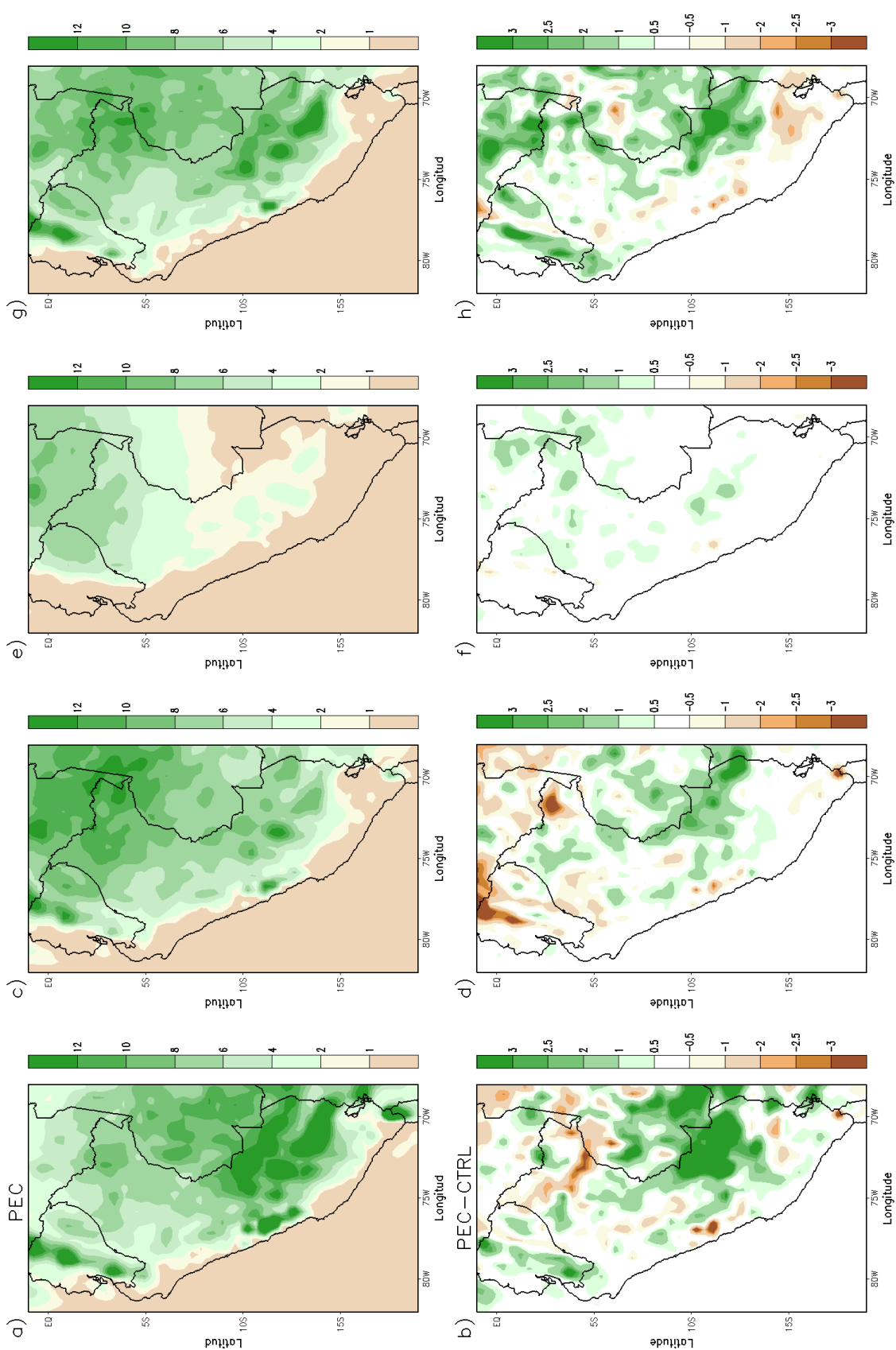


Figura 5.2: Distribución espacial media de la precipitación (mm día^{-1}) para la simulación PEC y PEC-CTRL en las estaciones de verano, otoño, invierno y primavera.

5.1.1. Impacto en el ciclo hidrológico para el experimento PEC

Para evaluar los efectos del pseudo-calentamiento global en la radiación y el ciclo hidrológico en la región norte amazónico del Perú (NAP) son evaluados los promedios espaciales de las variables de temperatura en superficie, cobertura de nubes, precipitación, evapotranspiración, etc. que son mostrados en la Tabla 5.1.

Debido a que la cobertura vegetal del modelo no es dinámica, el albedo no sufre cambios significativos a lo largo del año, por lo que se puede considerar como constante a lo largo del periodo de simulación. El calentamiento impuesto al inicio de la simulación mostró un aumento en la temperatura de la superficie en toda las estaciones, con un rango de valores que varían de 2.84°C a 4.47°C , siendo la estación de primavera quien presento los mayores impactos del calentamiento y un promedio anual de 3.78°C . Estas variaciones en la temperatura generan disminución de la precipitación de -0.19 mmdía^{-1} y -0.25 mmdía^{-1} en las estaciones de verano y otoño, respectivamente. Estas disminuciones son una respuesta a la reducción en la cobertura de nubes en -2.52% en verano y -3.65% en otoño. Una respuesta directa a las alteraciones observadas en la precipitación y cobertura de nubes, es la disminución de la evapotranspiración, ya que esta variable depende de la disponibilidad de agua presente en la atmósfera. Generando de esta manera una disminución de la humedad superficial y en la zona de las raíces. La disminución de la humedad en la zona de las raíces es también reforzada por el aumento de la escorrentía superficial, dificultando de esta manera la absorción del agua por parte de las capas de los suelos. La disminución del calor latente es originado por la menor disponibilidad de humedad en la atmósfera producidos principalmente por la disminución da precipitación y evapotranspiración. Por lo cual el equilibrio climático para estas estaciones seria un clima más caliente y seco, que es reforzado por el aumento del calor sensible en 8.18 W/m^2 y 7.74 W/m^2 y la razón de Bowen en 0.13 y 0.07, respectivamente.

Contrario a lo observado en verano y otoño las estaciones de invierno y primavera presentaron un aumento en la precipitación de 0.41 mmdía^{-1} y 0.80 mmdía^{-1} , respectivamente, a pesar de mostrar una reducción en la cobertura de nubes de -0.91% y -2.01% . Sin embargo, estos aumentos en la precipitación son originados por la mayor cantidad del flujo de humedad en gran parte del área de análisis (NAP),

provenientes de Atlántico ecuatorial, las cuales se desplazan al interior del continente hasta el lado oriental de los Andes (Figura no mostrada). En invierno la humedad superficial y en la zona de las raíces presentaron una menor disminución al observado en verano y otoño, a pesar del aumento de precipitación. Sin embargo, tal aumento es compensado por la mayor escorrentía (0.32 mmdía^{-1}) presentada en esta estación. La onda corta y larga también presentaron una reducción en la región NAP, la cual es influenciada por la mayor cantidad de vapor de agua y gases de efecto invernadero impuesto en la condición inicial, impidiendo que la radiación de onda corta llegue a la superficie de la tierra. El flujo de calor sensible presentó un menor aumento de 3.04 W/m^2 , influenciado por la mayor precipitación y una menor reducción del flujo de calor latente (-1.39 W/m^2). En primavera los efectos fueron muy similares al observado en otoño, no obstante, fueron más intensos. Los promedios anuales muestran un valor más suavizado a los encontrados en las diferentes estaciones, esto es resultado de la cancelación de los efectos más y menos intensos a lo largo de las diferentes estaciones.

Tabla 5.1: Media estacional del experimento PEC y su diferencia con el experimento CTRL para el área de estudio (NAP). Las variables analizadas son: temperatura (T en $^{\circ}\text{C}$), precipitación (P en mmdía^{-1}), evapotranspiración (E en mmdía^{-1}), humedad superficial (HS en mm), humedad en la zona radicular (HZR en mm), escorrentía superficial (ESC en mmdía^{-1}), onda larga (OL en W/m^2), onda corta (OC en W/m^2), radiación neta (RN en W/m^2), calor sensible (CS en W/m^2), calor latente (CL en W/m^2), razón de Bowen (b es adimensional) y fracción de cobertura de nubes (NU en %).

Var.	Verano	Otoño	Invierno	Primavera	Anual
T	3.89	3.44	2.84	4.47	3.72
P	-0.19	-0.25	0.41	0.80	0.19
E	-0.25	-0.21	-0.05	-0.56	-0.28
HS	-2.60	-4.03	-1.15	-4.17	-3.05
HZR	-10.36	-15.26	-5.89	0.74	-7.27
ESC	0.20	0.35	0.32	1.05	0.49
OL	-2.15	-0.66	-5.07	-1.20	-2.00
OC	-1.52	0.25	-3.33	-4.97	-2.13
RN	0.63	0.91	1.74	-3.77	-0.14
CS	8.18	7.74	3.04	12.20	8.10
CL	-7.39	-6.15	-1.39	-16.27	-8.08
b	0.13	0.07	0.03	0.19	0.10
NU	-2.52	-3.65	-0.91	-2.01	-2.27

5.2. Experimento de cambio climático futuro (FUT)

En este experimento es evaluado el impacto del cambio climático para finales del siglo XXI (2090-2099), en el ciclo hidrológico y sus efectos en los regímenes climáticos de la región noreste del Perú.

La Figura 5.3 muestra la distribución espacial de los campos de temperatura para el experimento FUT (para el escenario A1B) y su respectiva diferencia con el experimento REF, para las estaciones de verano, otoño, invierno y primavera. El impacto de calentamiento del experimento FUT es más intenso en toda las estaciones con relación al experimento PEC en gran parte de la superficie terrestre y oceánica.

En el análisis estacional se puede observar que la estación de verano (Fig. 5.3.b) muestra un calentamiento superior a $+4.5^{\circ}\text{C}$ al sur del Perú (en la cadena montaña de los Andes) y en partes de la selva colombiana y brasileña, también fueron observados algunos núcleos en el centro y norte del Perú. Sin embargo, la mayor parte del territorio peruano presento un calentamiento superior a los $+4.0^{\circ}\text{C}$. La superficie oceánica también presento un mayor calentamiento al observado en PEC. En otoño, los impactos más intensos fueron observados en el centro y sur de la cadena montañosa de los Andes (superior a $+4.5^{\circ}\text{C}$). Así mismo, la región central y sur de la selva peruana presento un calentamiento superior de $+3.5^{\circ}\text{C}$, y al norte de la misma región temperaturas superiores a los $+3.0^{\circ}\text{C}$. También fue observado un núcleo superior a los $+4.0^{\circ}\text{C}$ que se extiende desde Ucayali a Brasil. La superficie oceánica del Pacífico también mostró temperaturas superiores al observado en el experimento PEC (Fig. 5.3.d). En invierno (Fig. 5.3.f) los impactos fueron semejantes al observado en otoño, siendo que la región oeste de los Andes y partes de la amazonia de Perú, Bolivia y Brasil presentaron un calentamiento superior a los $+4.5^{\circ}\text{C}$. Por otro lado, la región norte de la selva peruana presento un calentamiento que varia entre los $+3.0^{\circ}\text{C}$ y $+3.5^{\circ}\text{C}$. Por último, en la estación de primavera son observados calentamientos muy semejantes al observado en invierno en grande parte de la superficie terrestre. No obstante, las mayores diferencias fueron observadas al norte de la amazonía peruana donde los efectos fueron más intensos superando los $+4.0^{\circ}\text{C}$, en cuanto, en la parte brasileña el calentamiento fue superior a los $+4.5^{\circ}\text{C}$ (Fig. 5.3.h).

Igual que el caso del experimento PEC, la Figura 5.4 muestra la distribución espacial de la precipitación para el experimento FUT y su respectiva diferencia con el experimento REF para la estación de verano, otoño, invierno y primavera para el periodo de 2090-2099.

La Figura 5.4.b muestra los efectos del calentamiento en la precipitación para finales del siglo XXI para la estación de verano. A partir del cual, se puede observar que los mayores aumentos experimentados en esta estación se encuentran al norte del departamento de Madre de Dios y partes de Cusco, que varían de 1 mmdía^{-1} a 3 mmdía^{-1} . También fueron observados aumentos menos intensos en la región central de los Andes y en el litoral norte peruano. Los impactos más intensos de disminución fueron observados en algunas partes de Lima, Ancash y al sur del Perú (principalmente en los departamentos Puno, Arequipa) con impactos superiores a los -3.0 mmdía^{-1} . En la región NAP fueron observados disminuciones menos intensos al este de la misma (alrededor de -1.0 mmdía^{-1}). También, fueron observados disminuciones en algunas regiones de Ecuador y la selva brasilera, siendo menos intensos los impactos en esta última. En otoño (Fig. 5.4.d), los impactos de disminución fueron muy similares al observado en verano, aunque la distribución espacial de los núcleos fue más pequeña. La región NAP presentó aumentos al este y disminución al oeste. En las otras partes fueron observados núcleos de aumento y disminución menos intensos. En invierno (Fig. 5.4.f), los impactos de disminución no mostraron grandes cambios, apenas un núcleo al centro del departamento de Lima con una intensidad aproximada de -1.0 mmdía^{-1} . Los aumentos fueron observados principalmente en la región NAP y en algunas partes de Ecuador, Colombia y Brasil, cuyos efectos varían de $+1.0 \text{ mmdía}^{-1}$ a 2.0 mmdía^{-1} . En primavera (Fig. 5.4.h), los impactos fueron más intensos al observado en las otras estaciones, presentando mayores aumentos en gran parte del Perú y Ecuador. Siendo que los mayores impactos son observados en partes de Madre de Dios, Cusco y los Andes centrales y norte cuyos valores varían de $+1.0 \text{ mmdía}^{-1}$ a $+2.5 \text{ mmdía}^{-1}$. Las principales disminuciones fueron observados en partes de Ucayali y Puno con variaciones de -1.0 mmdía^{-1} a -2.5 mmdía^{-1} .

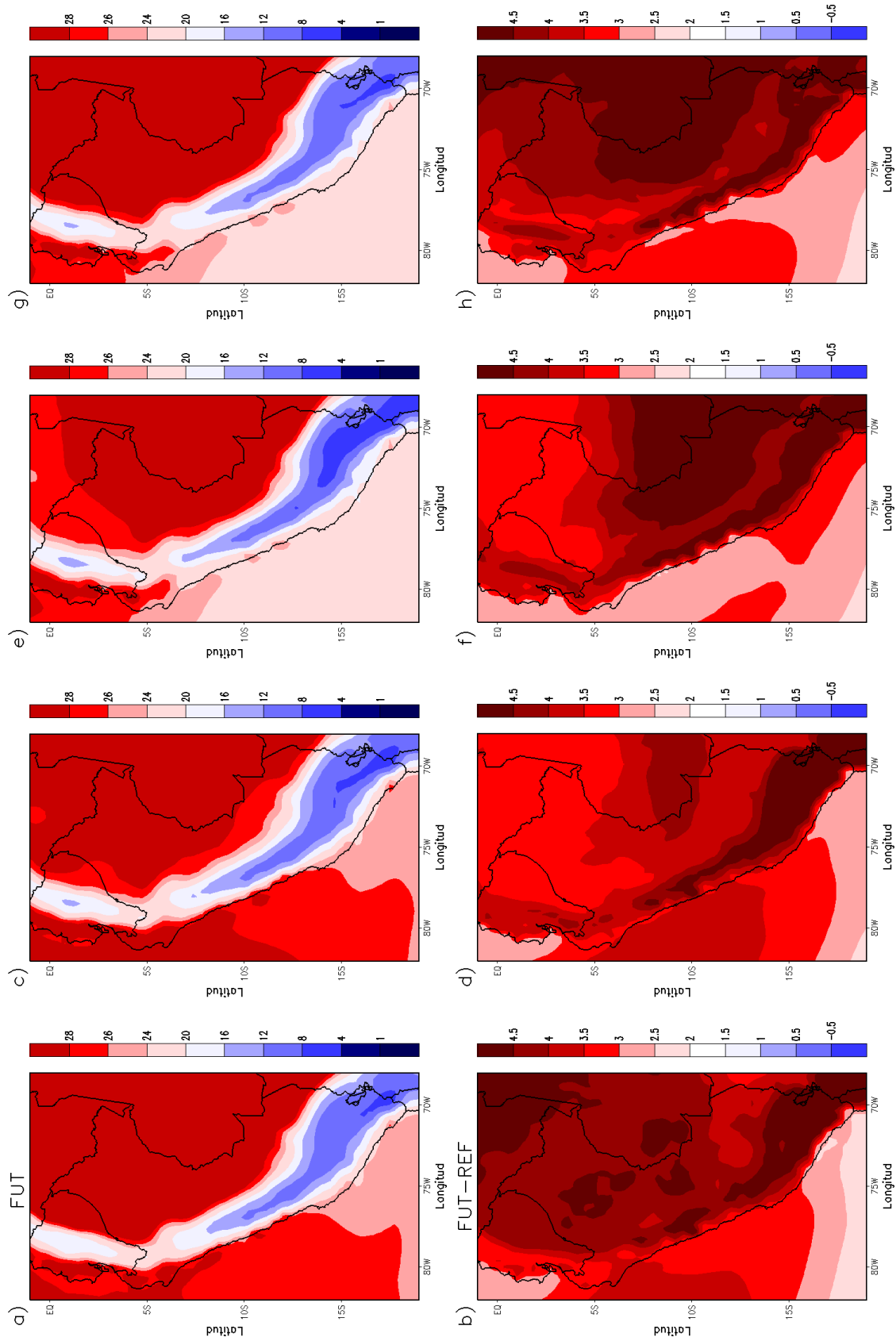


Figura 5.3: Distribución espacial media de la temperatura superficial ($^{\circ}\text{C}$) para la simulación FUT y FUT-REF en las estaciones de verano, otoño, invierno y primavera.

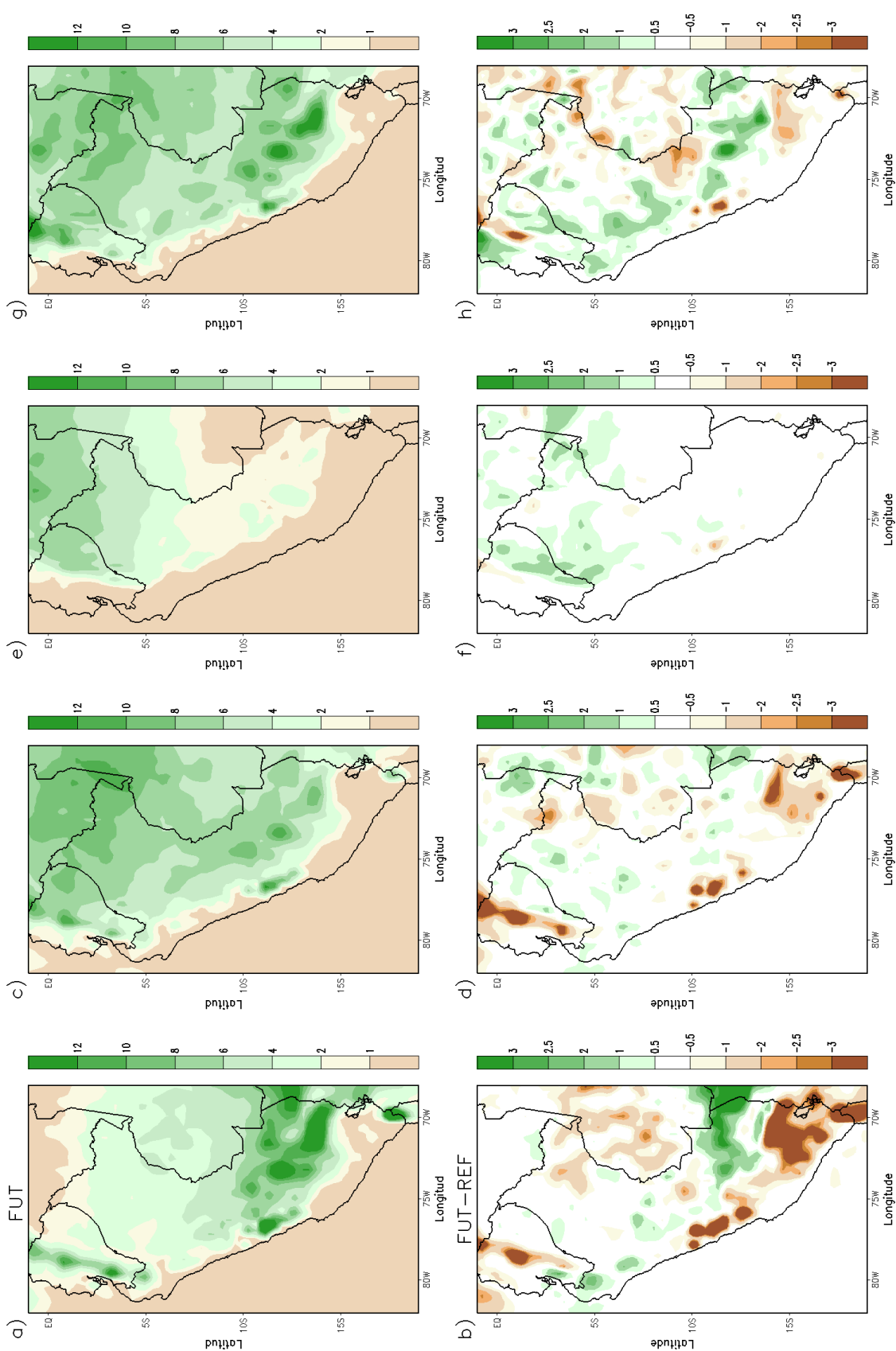


Figura 5.4: Distribución espacial media de la precipitación (mm día⁻¹) para la simulación FUT y FUT-REF en las estaciones de verano, otoño, invierno y primavera.

El análisis de las proyecciones realizados por Senamhi (2009), con el modelo regional RAMS forzados con seis modelos globales para el 2030 sobre el escenario A2, encontraron que la temperatura máxima es de $+1.6^{\circ}\text{C}$ respecto a su climatología actual en casi todo el territorio. En la región de la selva, las variaciones más intensas se presentarían durante la estación de primavera, principalmente sobre la selva norte, con valores de hasta $+2.4^{\circ}\text{C}$. En las otras estaciones, las variaciones presentarían valores hasta $+1.5^{\circ}\text{C}$. Por su parte la precipitación muestra un déficit que varía entre -10% a -20% en la sierra y en partes de la selva norte y central variaciones de hasta -10% . Estos resultados son semejantes a los encontrados en esta investigación, sin embargo, las principales diferencias están relacionadas al periodo analizado y los modelos globales usados como forzantes.

5.2.1. Impacto en el ciclo hidrológico para el experimento FUT

La Tabla 5.2 muestra las variables asociadas al ciclo hidrológico para la diferencia del experimento FUT con el REF, para la región NAP en cada una de las estaciones del año. A partir de la cual, puede observarse que la región de estudio presenta un calentamiento de 4.46°C para verano, siendo este calentamiento superior al observado en el pseudo-escenario. Sin embargo, la disminución de la precipitación fueron iguales en ambos experimentos. Caso contrario ocurre en la evapotranspiración que experimenta un aumento en este caso, esto es influenciado, principalmente, por los núcleos que presentan mayor intensidad que la disminución y como esta es una media espacial, esta tiene predominancia de los mayores impactos observados en la región NAP. No obstante este aumento en la evapotranspiración es coherente, ya que el clima futuro es más caliente y por lo tanto esta induce a una mayor evapotranspiración. La humedad superficial y en la zona de las raíces disminuyen en -0.71 mm y -6.94 mm , respectivamente. El impacto en los flujos de calor sensible y latente fueron menos intensos, generando que la razón de Bowen no experimente grandes cambios en el clima, no obstante sugieren que el clima futuro será relativamente más cálido y seco. Por otro lado, la radiación de onda larga disminuye.

En otoño, los efectos fueron muy similares al observado en verano, sin embargo, las diferencias encontradas fueron en la intensidad de los impactos, siendo estas menos intensas o más intensas en las diferentes variables analizadas. La precipitación

muestra en promedio un aumento mínimo de $+0.01 \text{ mmdía}^{-1}$, en cuanto la evapotranspiración presenta un aumento de $+0.23 \text{ mmdía}^{-1}$. Estos cambios generan una disminución en la humedad superficial y en la zona de las raíces. Por su parte, el flujo calor sensible disminuye (-1.73 W/m^2), siendo esta influenciada por el aumento de la precipitación y evapotranspiración. Como respuesta a estos cambios el flujo de calor latente aumenta. La disminución en la cobertura de nubes es menos intensa al observado en verano y la razón de Bowen muestra una disminución de -0.03 , sugiriendo de esta manera que el clima de equilibrio presentará un clima relativamente más húmedo y caliente.

En invierno, la temperatura también muestra un aumento de 3.38°C . De igual manera, la precipitación y la evapotranspiración también muestran un aumento de $+0.42 \text{ mmdía}^{-1}$ y $+0.29 \text{ mmdía}^{-1}$, generando un aumento de la humedad superficial (0.41 mm). No obstante, estos aumentos de precipitación no es suficiente para que la humedad en la zona de las raíces presente una disminución, sin embargo, la disminución es mucho menor a lo observado en las otras estaciones. Las otras variables son similares a las encontradas en otoño, diferenciándose apenas en la intensidad de sus efectos. En primavera, los impactos son muy parecidos al observado en verano, siendo los aumentos de temperatura menos intensos. La precipitación y evapotranspiración disminuyen; estas disminuciones generan que la humedad superficial y en la zona de las raíces disminuya, siendo que la humedad superficial presenta una mayor disminución influenciado por el aumento de la escorrentía superficial.

La Figura 5.5 muestra la diferencia del índice de UNEP para los experimentos a) PEC-CTRL y b) FUT-REF. La distribución de los biomas para el Perú en el experimentos de pseudo-escenario muestra un incremento de la aridez en grande parte de la selva central y norte, así como en partes de Lima, Arequipa, Puno. También los incrementos de aridez son observados en partes de Ecuador, Colombia y Brasil. Así mismo, son observados una disminución de la aridez en partes de Madre de Dios, Cusco, los Andes centrales y el litoral norte del Perú. La región NAP, muestra en promedio un incremento de la aridez en 40 % con relación al clima CTRL, presentando de esta manera regímenes más secos, lo que sugiere que el 40 % de su territorio puede presentar vegetación tipo sabana, que son característicos de climas más secos. Para el caso del clima futuro (Fig. 5.5.b), el impacto en la distribución de los biomas muestran efectos semejantes al observado en el pseudo-escenario, sin embargo, el impacto en el grado de aridez en este caso son más intensos en algunas

Tabla 5.2: Idem igual que la Tabla 5.1, para la diferencia del experimento FUT con el experimento REF.

Var.	DJF	MAM	JJA	SON	Anual
T	4.46	3.27	3.38	4.18	3.76
P	-0.20	0.01	0.42	-0.06	0.08
E	0.07	0.23	0.29	-0.019	0.15
HS	-0.71	-0.09	0.41	-1.95	-0.60
HZR	-6.94	-6.93	-0.43	-3.03	-3.68
ESC	-0.11	-0.08	0.08	0.10	0.02
OL	-5.02	-7.50	-11.11	-6.00	-7.63
OC	-0.03	-2.91	-6.37	-2.67	-3.27
RN	4.99	4.59	4.74	3.34	4.36
CS	3.20	-1.73	-4.00	3.77	0.16
CL	1.97	6.65	8.45	-0.54	4.25
b	0.02	-0.03	-0.06	0.04	-0.02
NU	-6.05	-2.29	-1.53	-3.87	-3.20

partes del Perú y también en partes de los países vecinos. Por su parte, el área de estudio (NAP) mostró un aumento de aridez de 35 %. De esta manera, la región NEP presenta cambios semejantes en ambos experimentos, diferenciándose apenas en la intensidad de sus efectos. Estos cambios de aridez aceleran los procesos de erosión y degradación de los suelos desprotegidos, y por tanto, la desertificación del territorio.

En el Perú, los procesos que contribuyen a la sabanización está vinculado a los procesos de deforestación extensiva, principalmente en las zonas adyacentes a los ejes carreteros, donde la ocupación espontánea genera el cambio de uso de tierras forestales para la agricultura, generando degradación y la invasión de hierbas o malezas, incrementando la vulnerabilidad a incendios y con ello la muerte de árboles y otros seres vivos del ecosistema. Modelos de simulación del clima futuro en la cuenca Amazónica (Betts et al., 2004; Cox et al., 2004) sugieren que las condiciones de sequía prevalecerán después del 2050.

En las secciones anteriores, fueron descritas de manera individual el impacto de las diferentes variables climáticas para cada uno de los experimentos realizados (PEC y FUT). La comparación de estas variables muestran que en promedio ambos experimentos presentan comportamientos similares en las diferentes estaciones del

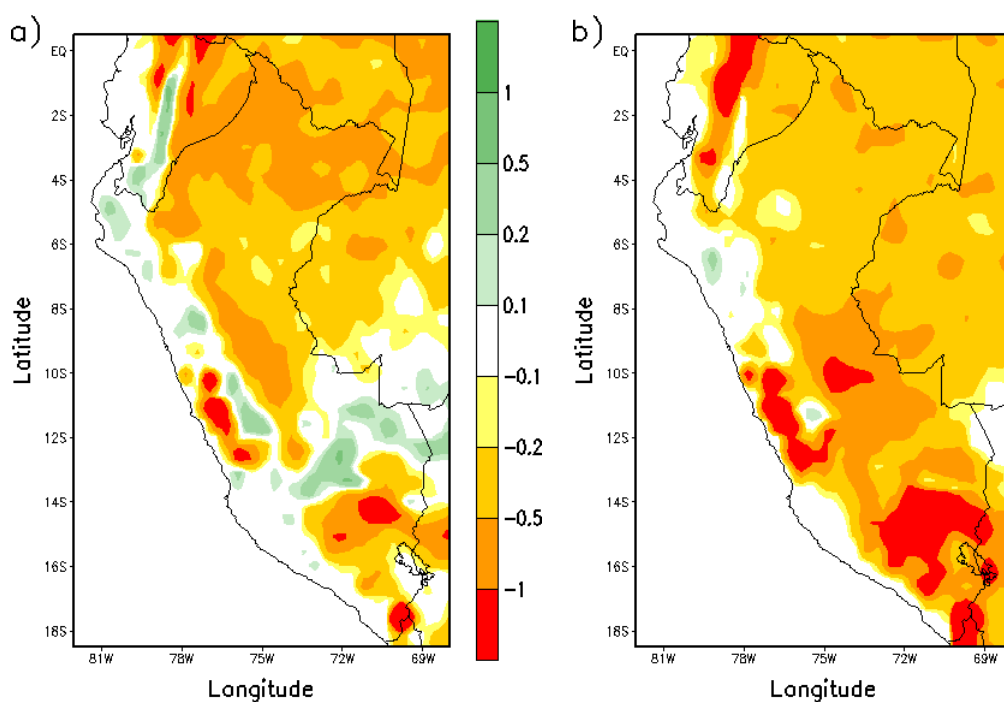


Figura 5.5: Diferencia del índice UNEP para los experimentos: a) PEC-CTRL y b) FUT-REF.

año, así como en el promedio anual. Las diferencias en intensidad y señal son una respuesta al predominio local de sus efectos en el área de estudio, que son influenciadas por las condiciones iniciales y de frontera. Las otras áreas del Perú también presentaron comportamientos parecidos, siendo estas más intensas en uno y menos intensas en otras.

Capítulo 6

Conclusiones

En este trabajo de tesis fue investigado, a través de simulaciones numéricas, el impacto del calentamiento global sobre el clima regional del noreste amazónico del Perú (NAP), así como el efecto en los regímenes climáticos asociados. Las simulaciones fueron realizadas con el modelo climático regional RegCM4, donde algunos parámetros asociados al esquema de superficie BATS fueron modificados para una mejor representación de la humedad en la zona radicular de la vegetación de la cuenca Amazónica. Para generar el pseudo-escenario de cambio climático fue utilizado la metodología de [Schär et al. \(1996\)](#). Los regímenes climáticos sobre el NAP fueron identificados mediante el índice de aridez UNEP. Las simulaciones numéricas con el modelo regional RegCM4 fueron integrados para el periodo de 1989-1999 (11 años) para el experimento CTRL y PEC, forzados con la reanalysis de ERA-Interim. Para la comparación el RegCM4 fue forzado con las integraciones del ECHAM5/MPI-OM para el clima referencia (REF) y para el clima futuro (FUT) en el que esta ultima fue integrado para el período de 2089-2099 en el escenario A1B.

La comparación de las simulaciones del clima presente entre los experimentos CTRL y REF, en general mostraron comportamientos semejantes en grande parte del dominio de integración para las variables de temperatura, precipitación y del porcentaje de cobertura de nubes, en las diferentes estaciones del año, sin embargo las áreas del noreste y centro-este de Brasil presentaron comportamientos diferentes frío y lluvioso en REF y cálido y seco en CTRL. Asimismo, el experimento REF presento mayor intensidad en los sesgos. La diferencia en la intensidad de los sesgos es generado porque la simulación CTRL fue forzado con las reanalysis del ERA-Interim que son consideras como casi *perfectas*, mientras que REF fue forzado con

las salidas de un modelo global.

Los resultados del experimento PEC mostraron muy bien el calentamiento de la forzante aplicada en toda la región del Perú, durante todas las estaciones del año. Los mayores calentamientos fueron observados, principalmente, en las regiones centro y norte de la Amazonía peruana, en casi todas las estaciones con excepción de invierno, que presentó un calentamiento inferior a los $+2.5^{\circ}\text{C}$, mientras que la estación de primavera experimentó calentamientos superiores a $+4.5^{\circ}\text{C}$ en grande parte de la región NAP. La precipitación en cambio mostró aumentos y disminuciones locales en las diferentes estaciones, sin embargo, en invierno y primavera los aumentos fueron superiores en la región NAP. Las variables asociadas al ciclo hidrológico presentaron una alteración en sus regímenes, en el cual la precipitación disminuye la primera mitad del año y aumenta en la segunda mitad. La evapotranspiración, la humedad superficial y en la zona de radicular disminuyeron durante todo el año, estas fueron reforzadas por el aumento de la escorrentía superficial que impide que la lluvia pueda ingresar en las capas mas profundas y almacene humedad que luego será evaporado. A partir de las variables del flujo de calor sensible y calor lente, se tiene que el clima de equilibrio para este pseudo escenario será más caliente y seco en la región NAP, ya que la razón de Bowen presenta un leve aumento.

Por otro lado, el experimento FUT que fue realizado para el escenario A1B mostró un mayor aumento de la temperatura superficial al observado en PEC, principalmente la región centro y sur de la selva peruana. La región NAP mostró mayores aumentos de la temperatura superficial en las estaciones de verano y primavera, llegando a superar los $+4^{\circ}\text{C}$. Los campos de precipitación mostraron comportamientos semejantes al observado en PEC, sin embargo la intensidad de sus impactos fueron menos intensos. En este caso, las variables asociadas al ciclo hidrológico mostraron algunas diferencias con relación al PEC, en el cual la precipitación disminuye en las estaciones de verano y primavera. La evapotranspiración aumentó en casi todas las estaciones del año, generando una disminución de la humedad superficial y en la zona radicular. Así mismo, en las estaciones de verano y primavera los flujos de calor latente y sensible presentaran un comportamiento más cálido y seco, y en las estaciones de otoño y invierno serán más cálidas y húmedas.

El impacto en los regímenes climáticos fueron evaluados mediante el índice UN-

EP, encontrándose comportamientos muy parecidos en grande parte del territorio peruano, siendo más intensos en la región central y sur del Perú en la simulación FUT. La región de análisis NAP presentó mayor intensidad en la simulación del pseudo-escenario de cambio climático. El resultado de las diferentes variables y el índice UNEP sugieren que los resultados del PEC son parecidos al FUT, no obstante, es necesario realizar más experimentos para descartar que la respuesta encontrada en estos experimentos no sean una señal del ruido.

Recomendaciones para trabajos futuros

Para trabajos futuros, se sugiere:

Realizar ajustes y mejoras en las parametrizaciones físicas del modelo RegCM, en especial los asociados a la hidrológica y los procesos de superficie que son muy importantes en las regiones tropicales.

Para identificar las posibles fuentes de error encontrados es necesario más análisis de los resultados en escalas temporales mas largas.

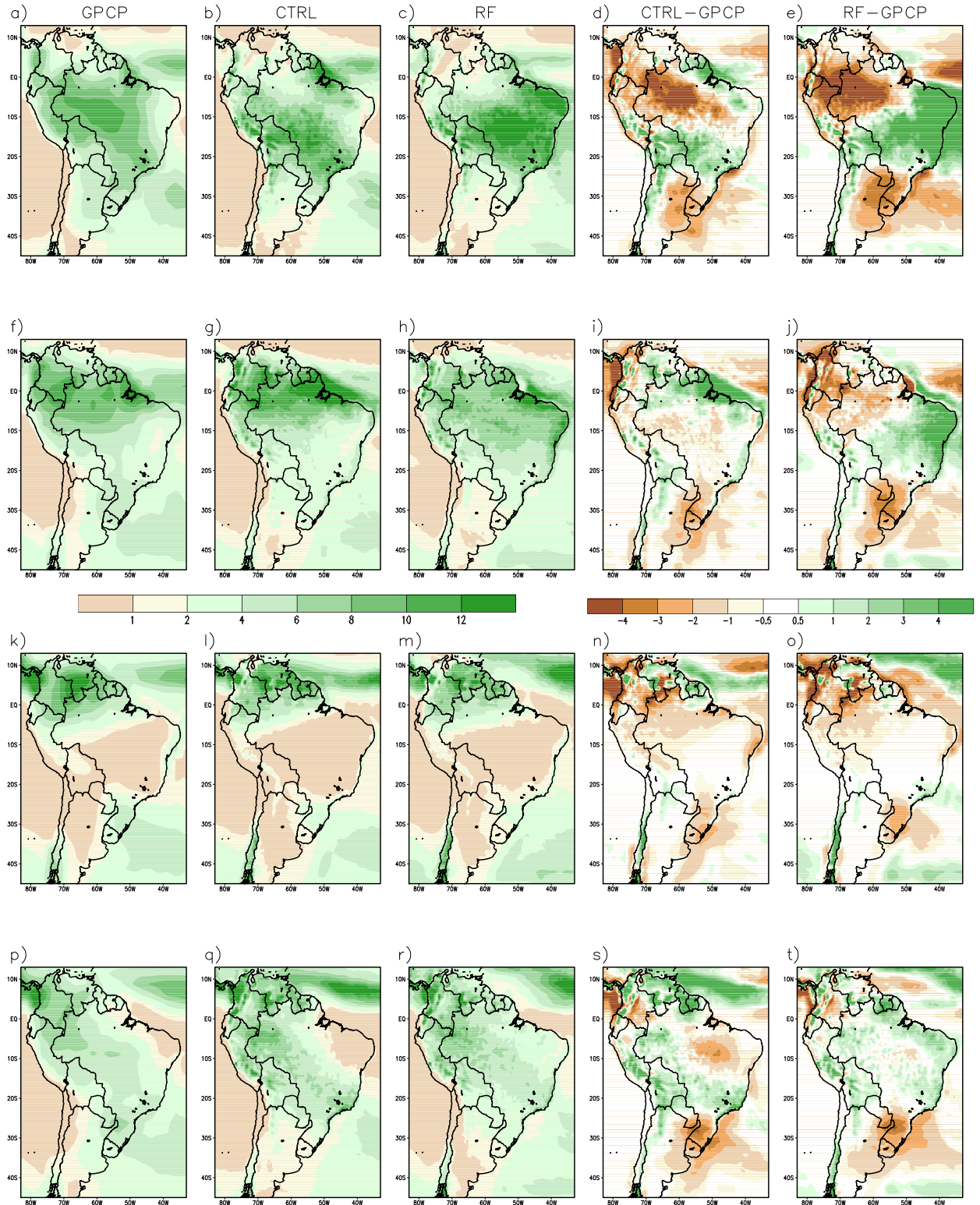
Realizar simulaciones por conjunto (varias realizaciones de las integraciones del MCR), modificando las condiciones iniciales, de frontera y la física de tal manera que permitan reducir las incertidumbres debido a la variabilidad interna del modelo.

Apéndice A

Precipitación comparado con GPCP

En esta sección se muestra la comparación de la precipitación realizada en las simulaciones CTRL y REF con los datos observacionales GPCP (ver Figura A.1). Los efectos de sobreestimación y subestimación son semejantes a los observados en la comparación con los datos CRU.

Figura A.1: Distribución espacial de la precipitación (mmdía^{-1}) comparado con datos de GPCP, para el periodo de 1990-1999.



Bibliografía

- Alves, L. M.; Marengo, J. Assessment of regional seasonal predictability using the PRECIS regional climate modeling system over South America. **Theoretical and Applied Climatology**, tomo 100, nº 3, págs. 337–350, 2010.
- Anthes, R.; Hsie, E.-Y.; Kuo, Y.-H. **Description of the Penn State/NCAR Mesoscale Model: Version 4 (MM4). Technical note.** University Corporation for Atmospheric Research, Boulder, CO, 1987.
- Bader, D.; Covey, C.; Gutowski, W.; Held, I.; Kunkel, K.; Miller, R.; Tokmakian, R.; Zhang, M. **Climate models: an assessment of strengths and limitations.** 2008. 135 págs.
- Berrisford, P.; Dee, D.; Fielding, K.; Fuentes, M.; Kallberg, P.; Kobayashi, S.; Uppala, S. **The ERA-Interim Archive.** 1. Shinfield Park, Reading, 2009.
- Betts, R.; Cox, P.; Collins, M.; Harris, P.; Huntingford, C.; Jones, C. The role of ecosystem-atmosphere interactions in simulated Amazonian precipitation decrease and forest dieback under global climate warming. **Theoretical and Applied Climatology**, tomo 78, nº 1, págs. 157–175, 2004.
- Canziani, P. O.; Carbajal Benitez, G. Climate Impacts of Deforestation/Land-Use Changes in Central South America in the PRECIS Regional Climate Model: Mean Precipitation and Temperature Response to Present and Future Deforestation Scenarios. **Scientific World Journal**, tomo 2012, págs. 1–20, 2012.
- Christensen, J. H.; Hewitson, B.; Busuioc, A.; Chen, A.; Gao, X.; Held, R.; Jones, R.; Kolli, R. K.; Kwon, W.; Laprise, R.; et al. Regional climate projections. **Climate Change, 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental**

- Panel on Climate Change, University Press, Cambridge, Chapter 11,** págs. 847–940, 2007.
- Cox, P. M.; Betts, R. A.; Collins, M.; Harris, P. P.; Huntingford, C.; Jones, C. D. Amazonian forest dieback under climate-carbon cycle projections for the 21st century. **Theoretical and Applied Climatology**, tomo 78, n° 1-3, págs. 137–156, 2004.
- da Rocha, R. P.; Cuadra, S. V.; Reboita, M. S.; Kruger, L. F.; Ambrizzi, T.; Krusche, N. Effects of RegCM3 parameterizations on simulated rainy season over South America. **Climate Research**, tomo 2, pág. 253, 2012.
- da Rocha, R. P.; Morales, C. A.; Cuadra, S. V.; Ambrizzi, T. Precipitation diurnal cycle and summer climatology assessment over South America: An evaluation of Regional Climate Model version 3 simulations. **Journal of Geophysical Research**, tomo 114, n° D10, pág. D10108, 2009.
- Dee, D.; Uppala, S.; Simmons, A.; Berrisford, P.; Poli, P.; Kobayashi, S.; Andrae, U.; Balmaseda, M.; Balsamo, G.; Bauer, P.; et al. The ERA-Interim reanalysis: Configuration and performance of the data assimilation system. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, tomo 137, n° 656, págs. 553–597, 2011.
- Dickinson, R.; Henderson-Sellers, A.; Kennedy, P. **Biosphere-atmosphere Transfer Scheme (BATS) Version 1e as Coupled to the NCAR Community Climate Model**. Boulder, CO, 1993.
- Emanuel, K. A. A scheme for representing cumulus convection in large-scale models. **Journal of the Atmospheric Sciences**, tomo 48, n° 21, págs. 2313–2329, 1991.
- Emanuel, K. A.; Zivkovic-Rothman, M. Development and evaluation of a convective scheme for use in climate models. **Journal Atmospheric of Sciences**, tomo 56, págs. 1766–1782, 1999.
- Fernandez, J. P. R.; Franchito, S. H.; Rao, V. B. Simulation of the summer circulation over South America by two regional climate models. Part I: Mean climatology. **Theoretical and Applied Climatology**, tomo 86, n° 1-4, págs. 247–260, 2006a.
- . Simulation of the summer circulation over South America by two regional climate models. Part II: A comparison between 1997/98 El Niño and 1998/99

- La Niña events. **Theoretical and Applied Climatology**, tomo 86, n° 1-4, págs. 261–270, 2006b.
- Franchito, S. H.; Brahmananda Rao, V.; Moraes, E. Impact of global warming on the geobotanic zones: an experiment with a statistical-dynamical climate model. **Climate dynamics**, tomo 37, n° 9, págs. 2021–2034, 2011.
- Francou, B.; Ramirez, E.; Cáceres, B.; Mendoza, J. Glacier evolution in the tropical Andes during the last decades of the 20th century: Chacaltaya, Bolivia, and Antizana, Ecuador. **AMBIO: A Journal of the Human Environment**, tomo 29, n° 7, págs. 416–422, 2000.
- Gao, X.; Pal, J. S.; Giorgi, F. Projected changes in mean and extreme precipitation over the Mediterranean region from a high resolution double nested RCM simulation. **Geophysical Research Letters**, tomo 33, n° 3, 2006.
- Giorgi, F. Regionalización de la información sobre el cambio climático para la evaluación de impactos y la adaptación a los mismos. **Boletín de la OMM**, tomo 57, n° 2, pág. 87, 2008.
- Giorgi, F.; Coppola, E.; Solmon, F.; Mariotti, L.; Sylla, M.; Bi, X.; Elguindi, N.; Diro, G.; Nair, V.; Giuliani, G.; et al. RegCM4: model description and preliminary tests over multiple CORDEX domains. **Climate Research**, tomo 2, pág. 7, 2012.
- Giorgi, F.; Jones, C.; Asrar, G. R.; et al. Addressing climate information needs at the regional level: the CORDEX framework. **World Meteorological Organization (WMO) Bulletin**, tomo 58, n° 3, pág. 175, 2009.
- Giorgi, F.; Marinucci, M. R.; Bates, G. T.; De Canio, G. Development of a second-generation regional climate model (RegCM2). II: Convective processes and assimilation of lateral boundary conditions. **Monthly Weather Review**, tomo 121, n° 10, págs. 2814–2832, 1993.
- Giorgi, F.; Mearns, L. O. Approaches to the simulation of regional climate change: a review. **Reviews of Geophysics**, tomo 29, n° 2, págs. 191–216, 1991.
- Grell, G. A. Prognostic evaluation of assumptions used by cumulus parameterizations. **Monthly Weather Review**, tomo 121, n° 3, págs. 764–787, 1993.

- Huffman, G. J.; Adler, R. F.; Arkin, P.; Chang, A.; Ferraro, R.; Gruber, A.; Janowiak, J.; McNab, A.; Rudolf, B.; Schneider, U. The global precipitation climatology project (GPCP) combined precipitation dataset. **Bulletin of the American Meteorological Society**, tomo 78, nº 1, págs. 5–20, 1997.
- IPCC. **Climate Change 2007 - The physical Science basis. Contribution of working group I to the fourth assessment report of the Intergovernmental Panel on Climate Change**. Cambridge University Press, Cambridge, 2007.
- Kidd, C. Satellite rainfall climatology: a review. **International Journal of Climatology**, tomo 21, nº 9, págs. 1041–1066, 2001.
- Kiehl, J.; Hack, J.; Bonan, G.; Boville, B.; Briegleb, B.; Williamson, D.; Rasch, P. **Description of the NCAR Community Climate Model (CCM3)**. Boulder, CO, 1996.
- Le Treut, H.; Somerville, R.; Cubasch, U.; Ding, Y.; Mauritzen, C.; Mokssit, A.; Peterson, T.; Prather, M. **Chapter 1: Historical Overview of Climate Change**. Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA: Cambridge University Press, 2007.
- Loveland, T.; Reed, B.; Brown, J.; Ohlen, D.; Zhu, Z.; Yang, L.; Merchant, J. Development of a global land cover characteristics database and IGBP DISCover from 1 km AVHRR data. **International Journal of Remote Sensing**, tomo 21, nº 6-7, págs. 1303–1330, 2000.
- Marengo, J. A.; Chou, S. C.; Kay, G.; Alves, L. M.; Pesquero, J. F.; Soares, W. R.; Santos, D. C.; Lyra, A. A.; Sueiro, G.; Betts, R.; Chagas, D.; Gomes, J. L.; Bustamante, J. F.; Tavares, P. Development of regional future climate change scenarios in South America using the Eta CPTEC/HadCM3 climate change projections: climatology and regional analyses for the Amazon, São Francisco and the Paraná River basins. **Climate Dynamics**, tomo 38, págs. 1829–1848, 2012.
- Mark, B. G.; Seltzer, G. O. Tropical glacier meltwater contribution to stream discharge: a case study in the Cordillera Blanca, Peru. **Journal of Glaciology**, tomo 49, nº 165, págs. 271–281, 2003.

- Marsland, S. J.; Haak, H.; Jungclaus, J. H.; Latif, M.; Röske, F. The Max-Planck-Institute global ocean/sea ice model with orthogonal curvilinear coordinates. **Ocean Modelling**, tomo 5, n° 2, págs. 91–127, 2003.
- Meehl, G.; Covey, C.; Delworth, T.; Latif, M.; McAvaney, B.; Mitchell, J.; Stouffer, R.; Taylor, K. The WCRP CMIP3 multi-model dataset: A new era in climate change research. **Bulletin of the American Meteorological Society**, tomo 88, págs. 1383–1394, 2007.
- Moraes, E.; Franchito, S. H.; Rao, V. B. Amazonian deforestation: impact of global warming on the energy balance and climate. **Journal of Applied Meteorology and Climatology**, , n° 2013, págs. 521–530, 2013.
- Nepstad, D. Los círculos viciosos de la Amazonía: Sequía y fuego en el invernadero. **World Wildlife Fund International, Gland**, 2007.
- New, M.; Hulme, M.; Jones, P. Representing twentieth-century space-time climate variability. Part I: Development of a 1961–90 mean monthly terrestrial climatology. **Journal of Climate**, tomo 12, n° 3, págs. 829–856, 1999.
- . Representing twentieth-century space-time climate variability. Part II: Development of 1901–96 monthly grids of terrestrial surface climate. **Journal of Climate**, tomo 13, n° 13, págs. 2217–2238, 2000.
- Pal, J. S.; Giorgi, F.; Bi, X.; Elguindi, N.; Solomon, F.; Gao, X.; Rauscher, S. A.; Francisco, R.; Zakey, A.; Winter, J.; Ashfaq, M.; Syed, F. S.; Bell, J. L.; Diffenbaugh, N. S.; Karmacharya, J.; Konaré, A.; Martinez, D.; da ROCHA, R. P.; Sloan, L. C.; Steiner, A. L. Regional Climate Modeling for the Developing World: The ICTP RegCM3 and RegCNET. **Bulletin of the American Meteorological Society**, tomo 88, pág. 1395, 2007.
- Pesquero, J. F.; Chou, S. C.; Nobre, C. A.; Marengo, J. A. Climate downscaling over South America for 1961–1970 using the Eta Model. **Theoretical and Applied Climatology**, tomo 99, n° 1, págs. 75–93, 2010.
- Pielke, R.; Landsea, C.; Mayfield, M.; Laver, J.; Pasch, R. Hurricanes and global warming. **Bulletin of the American Meteorological Society**, tomo 86, n° 11, págs. 1571–1575, 2005.

- Ramirez, E.; Francou, B.; Ribstein, P.; Descloitres, M.; Guerin, R.; Mendoza, J.; Gallaire, R.; Pouyaud, B.; Jordan, E. Small glaciers disappearing in the tropical Andes: a case-study in Bolivia: Glaciar Chacaltaya (16 S). **Journal of Glaciology**, tomo 47, n° 157, págs. 187–194, 2001.
- Reboita, M. S.; da ROCHA, R. P.; Ambrizzi, T.; Sugahara, S. South Atlantic Ocean cyclogenesis climatology simulated by regional climate model (RegCM3). **Climate Dynamics**, tomo 35, n° 7, págs. 1331–1347, 2010.
- Reichler, T.; Kim, J. How well do coupled models simulate today's climate. **Bulletin of the American Meteorological Society**, tomo 89, n° 3, pág. 303, 2008.
- Reynolds, R. W.; Rayner, N. A.; Smith, T. M.; Stokes, D. C.; Wang, W. An improved in situ and satellite SST analysis for climate. **Journal of Climate**, tomo 15, n° 13, págs. 1609–1625, 2002.
- Roeckner, E.; Bäuml, G.; Bonaventura, L.; Brokopf, R.; Esch, M.; Giorgetta, M.; Hagemann, S.; Kirchner, I.; Kornblueh, L.; Manzini, E.; et al. The atmospheric general circulation model ECHAM5: Part 1: Model description, 2003.
- Schär, C.; Frei, C.; Lüthi, D.; Davies, H. C. Surrogate climate-change scenarios for regional climate models. **Geophysical Research Letters**, tomo 23, n° 6, págs. 669–672, 1996.
- Seneviratne, S.; Pal, J.; Eltahir, E.; Schär, C. Summer dryness in a warmer climate: a process study with a regional climate model. **Climate Dynamics**, tomo 20, n° 1, págs. 69–85, 2002.
- Seth, A.; Rojas, M. Simulation and sensitivity in a nested modeling system for South America. Part I: Reanalyses boundary forcing. **Journal of Climate**, tomo 16, n° 15, págs. 2437–2453, 2003.
- Soares, W. R.; Marengo, J. A. Assessments of moisture fluxes east of the Andes in South America in a global warming scenario. **International Journal of Climatology**, tomo 29, n° 10, págs. 1395–1414, 2009.
- Sorensson, A. A.; Menéndez, C. G.; Ruscica, R.; Alexander, P.; Samuelsson, P.; Willén, U. Projected precipitation changes in South America: a dynamical downscaling within CLARIS. **Meteorologische Zeitschrift**, tomo 19, n° 4, págs. 347–355, 2010.

- SRES. **Special Report on Emissions Scenarios : a special report of Working Group III of the Intergovernmental Panel on Climate Change**. Pacific Northwest National Laboratory, Richland, WA (US), Environmental Molecular Sciences Laboratory (US), 2000.
- Thornthwaite, C. An approach toward a rational classification of climate. **Geographical review**, , nº 1, págs. 55–94, 1948.
- Urrutia, R.; Vuille, M. Climate change projections for the tropical Andes using a regional climate model: temperature and precipitation simulations for the end of the 21st century. **Journal of Geophysical Research**, tomo 114, nº D2, pág. D02108, 2009.
- Varejão-Silva, M. **Meteorologia e Climatologia**. Recife, 2006. Versão digital 2.
- Vera, C.; Silvestri, G.; Liebmann, B.; González, P. Climate change scenarios for seasonal precipitation in South America from IPCC-AR4 models. **Geophysical Research Letters**, tomo 33, nº 13, 2006.
- Vuille, M.; Bradley, R. S. Mean annual temperature trends and their vertical structure in the tropical Andes. **Geophysical Research Letters**, tomo 27, nº 23, págs. 3885–3888, 2000.
- Wang, Y.; Leung, L. R.; McGREGOR, J. L.; Lee, D.-K.; Wang, W.-C.; Ding, Y.; Kimura, F. Regional climate modeling: progress, challenges, and prospects. **Journal of the Meteorological Society of Japan**, tomo 82, nº 6, págs. 1599–1628, 2004.
- Winter, J. M.; Eltahir, E. A. Modeling the hydroclimatology of the midwestern United States. Part 2: future climate. **Climate Dynamics**, tomo 38, nº 3, págs. 595–611, 2012.
- Zhang, Y.; Fu, R.; Yu, H.; Dickinson, R. E.; Juarez, R. N.; Chin, M.; Wang, H. A regional climate model study of how biomass burning aerosol impacts land-atmosphere interactions over the Amazon. **Journal of Geophysical Research**, tomo 113, nº D14, 2008.